

Geologie des westlichen Säntisgebirges

mit 52 Textfiguren und 2 Tafeln

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Theo Albert Kempf

aus Herisau (AR)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

Druck Stämpfli & Cie, Bern

1966
—

Geologie des westlichen Säntisgebirges

mit 52 Textfiguren und 2 Tafeln

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Theo Albert Kempf

aus Herisau (AR)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

Druck Stämpfli & Cie, Bern

1966



Separatabdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 128. Lieferung, 1966

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1965 legte Herr Dr. Th. Kempf der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologie des westlichen Säntisgebirges» vor mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Der Autor hat sich – neben einer Beschreibung der Kreide-Serie – vor allem mit den tektonischen Verhältnissen des Säntisgebirges auseinandergesetzt, wobei reichhaltige Illustrationen zum Verständnis seiner Ausführungen beitragen. Herr Kempf hat sich bereit erklärt, seine sorgfältig gezeichnete Originalkartierung des westlichen Säntisgebietes im Masstab 1 : 10 000 für die Erstellung des Atlasblattes 1115 Säntis zur Verfügung zu stellen. Deshalb hat die Geologische Kommission in ihrer Sitzung vom 27. November 1965 beschlossen, diese Dissertation, die unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy entstanden ist, in der Serie der «Beiträge» zu drucken.

Der Autor wird an die Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm bestens gedankt sei.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der ETH.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im März 1966.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507221_0071

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy und wurde im Sommer 1961 in Angriff genommen. Die Feldaufnahmen erstreckten sich über die Sommermonate dreier Jahre und wurden im wesentlichen bis zum Herbst 1963 abgeschlossen. Als topographische Unterlage für die Kartierung dienten Ausschnitte aus den Übersichtsplänen des Kantons St. Gallen im Masstab 1:10 000.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Trümpy, bin ich zu ganz besonderem Dank verpflichtet für die Zuweisung dieses geologisch wie landschaftlich einzigartigen Arbeitsgebietes, für sein immerwährendes grosses Interesse sowie für seine vielen wertvollen Hinweise und aufbauenden Ratschläge.

An dieser Stelle möchte ich auch den Herren Professoren Dr. A. Gansser, Dr. W. Leupold und Dr. E. Dal Vesco meine Dankbarkeit für all ihre Bemühungen bekunden.

Grossen Dank schulde ich schliesslich den beiden Herren PD Dr. R. Hantke und Dr. R. Herb sowie allen meinen Institutskollegen, welche mir durch unzählige Diskussionen im Feld oder am Institut viele nützliche Anregungen vermittelt haben.

Der Schweizerischen Geologischen Kommission sei für die Aufnahme vorliegender Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» und die damit verbundene Arbeit bestens gedankt.

Herrn Dr. Ing. H. Kappeler danke ich recht herzlich für seinen uneigennützigen Beitrag an die Druckkosten.

Mein grösster Dank aber gilt meinen lieben Eltern, welche mir dieses Studium ermöglicht haben.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	III	<i>B. Regionale Beschreibung</i>	30
<i>Vorwort des Verfassers</i>	V	1. Subalpine Randflysch-Zone	30
<i>Verzeichnis der Tafeln und Textfiguren</i>	VIII	2. Säntis-Zone	31
<i>Literaturverzeichnis</i>	X	a) M Ic, G Ib, M Ib, G Ia	33
<i>Verzeichnis der geologischen Karten</i>	XI	b) M Ia, G IIb, G IIa, M II, M IIa, M IIb	39
<i>Erforschungsgeschichtliches</i>	1	3. Rotsteinpass-Gräppelen-Zone	47
		a) Rotsteinpass-Zone	50
		b) Gräppelen-Zone	61
		4. Altmann-Schafberg-Zone	61
		a) Das Gebiet zwischen Altmann und Wildhuser-Schafberg	63
		b) Das Problem der westlichen Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges	65
		<i>C. Die Faltung im Säntisgebirge</i>	71
		1. Einleitende Bemerkungen zum Faltungsstil des Säntisgebirges	71
		2. Die Faltenentwicklung in den drei Zonen	72
		3. Tektonische Änderungen innerhalb des gesamten Säntisgebirges	75
		4. Die Nachbargebiete des Säntisgebirges	76
		<i>D. Die Stellung des Säntisgebirges im Bau der helvetischen Kalkalpen</i>	77
		<i>Zusammenfassung</i>	79
Stratigraphie			
1. Öhrlischichten	3		
2. Valanginianmergel	9		
3. Valanginiankalke (Spitzernkalk, oberer Valangiankalk, Pygurus-schichten)	9		
4. Kieselkalk	10		
5. Altmannschichten	12		
6. Drusbergschichten und Schrattenkalk	18		
7. Mittlere Kreide («Gault»)	18		
8. Obere Kreide (Seewerkalk, Seewerschiefer, Amdenerschichten)	18		
9. Stratigraphie der subalpinen Randflysch-Zone	19		
10. Quartär	20		
Tektonik			
<i>A. Gliederung des Säntisgebirges</i>	25		
1. Die tektonischen Elemente des Säntisgebirges ...	27		
a) Säntis-Zone	27		
b) Rotsteinpass-Gräppelen-Zone	28		
c) Altmann-Schafberg-Zone	28		

Verzeichnis der Tafeln und Textfiguren

Tafeln

- Taf. I Faltenachsenkarte des Säntisgebirges, 1:50 000.
Taf. II Geologische Profile durch das westliche Säntisgebirge, 1:15 000.

Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Stratigraphische Profile durch die helvetische Kreide des Säntisgebirges	2
Fig. 2 Profilskizze durch die unteren Öhrlichschichten der Girensch-Schuppe am Tierwisweg	4
Fig. 3 Profilskizze der Unterkreideschichten am Schindelenberg	6
Fig. 4 Kartenskizze vom Profil der Thurschlucht	6
Fig. 5 Zwei stratigraphische Profile durch den Kieselkalk	11
Fig. 6 Das geologische Profil am Altmannsattel	12
Fig. 7 Profilskizze der Drusbergsschichten und des Kieselkalkes am Nädli	13
Fig. 8 Das Anwitterungsprofil der Drusbergsschichten am Altmannsattel	13
Fig. 9 Fünf stratigraphische Profile durch die Altmannsschichten im Alpstein	15
Fig. 10 Skizze der Altmannsschichten bei Tierwis	16
Fig. 11 Das Profil am Risipass	19
Fig. 12 Das westliche Säntisgebirge aus SW	24
Fig. 13 Das mittlere Säntisgebirge aus NW	24
Fig. 14 Geographisch-geologische Übersichtsskizze des westlichen Säntisgebirges	26
Fig. 15 Der Überschiebungskontakt zwischen Säntis-Decke und subalpiner Randflysch-Zone im Buechwald	30
Fig. 16 Das geologische Profil am N-Ausgang der Thurschlucht	31
Fig. 17 Das nordwestliche Säntisgebirge vom Stockberg aus gesehen	32
Fig. 18 Nordsäntis vom Kronberg aus gesehen	33
Fig. 19 a, 19 b Das Profil zwischen Girensch-Schuppe und Schwägalp	36, 37
Fig. 20 a, 20 b Das Profil im Querschnitt der Silberplatte	36, 37
Fig. 21 Tektonische Skizze der Gegend zwischen Säntis und Stoss (photogeologisch ausgewertet)	40
Fig. 22 Drei Querprofile zwischen Säntis und Stoss	41
Fig. 23 Girensch-Säntis aus westlicher Richtung gesehen	42
Fig. 24 Vier Querprofile aus dem Gebiet des Hundsteins	43
Fig. 25 Ansichtsskizze des Stoss aus SW	44
Fig. 26 Ansichtsskizze der Gegend zwischen Hälegg und Schwarzhopf	45
Fig. 27 Ansichtsskizze der Gegend Farenboden-Schafwis-Stöllen	46
Fig. 28 Lütispitz und Neuenalpspitz von der Schafwis aus gesehen	46

	Seite
Fig. 29 Der Verkehrschenkel von G IIa an der Südflanke des Lütispitzes	47
Fig. 30 Reliefdarstellung des westlichen Säntisgebirges	48
Fig. 31 Das geologische Profil zwischen Säntis und Altmann	49
Fig. 32 Ansichtsskizze des Lisengrates von der Wagenlücke aus	50
Fig. 33 Skizze der geologischen Verhältnisse bei Schoss an der Grenze zwischen Säntis- und Rotsteinpass-Zone	51
Fig. 34 Die Verschuppung des Lisengratsuhratzenkalkes am Chabersäntis	52
Fig. 35 Westseite des Rotsteinpasses aus Richtung Schafboden gesehen	53
Fig. 36 Skizze der Schossfalte	53
Fig. 37 Rotstein-Antiklinale und Lisengrat von Pkt. 1979 am Weg Meglisalp-Rotsteinpass aus gesehen	54
Fig. 38 Altmannsattel-Rotsteinpass-Horst von Oberchellen aus gesehen	55
Fig. 39 Detailskizze der Valanginienkalk-Antiklinale zwischen Schafmad und Rotsteinpass	56
Fig. 40 Schematische Darstellung der Schuppenbildung am Rotsteinpass	57
Fig. 41 Marwees-Hundstein-Fälenturm vom Rotsteinpass aus gesehen	57
Fig. 42 Geologische Kartenskizze der Gegend zwischen Schafboden-Hundstein und Thurwis	59
Fig. 43 Schematisches tektonisches Sammelprofil durch die Rotsteinpass-Zone zwischen Burstel und Rotsteinpass ..	60
Fig. 44 Drei Querprofile zwischen Altmann und Wildhuser-Schafberg	62
Fig. 45 Das Ende der Rotstein-Synklinale W des Rotsteinpasses	63
Fig. 46 Schubfläche zwischen Zehenspitz-Antiklinale und Moor-Synklinale am südlichen Wildhuser-Schafberg	64
Fig. 47 Der reduzierte Schratzenkalk im Verkehrschenkel der Zehenspitz-Antiklinale am Süstabsturz des Moor	65
Fig. 48 Schematisches Querprofil durch den Wildhuser-Schafberg	66
Fig. 49 Verlauf der Faltenachsen in der Altmann-Schafberg-Zone (Längsschnitt)	66
Fig. 50 Der Wildhuser-Schafberg vom Gräppelental aus gesehen	67
Fig. 51 Die Seewerkalk-Überschiebung bei Dreihütten	69
Fig. 52 Beispiel einer Falten-Schuppenentwicklung in der Säntis-Zone	73

Literaturverzeichnis

- BETTENSTAEDT, F. (1958): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. dtsh. geol. Ges. **109/2**, 1957, S. 566–592.
- BLUMER, E. (1905): Östlicher Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM, ALB. (1905): Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. **16**.
– (1906): Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **61**, S. 474–480.
- BUXTORF, A. (1910): Erläuterungen No. 9 zur geologischen Karte des Bürgenstocks (Spez.-K. 27). – Geol. Komm.
– (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letztern für die Geologie des Jura gebirges. – Verh. natf. Ges. Basel **27**, S. 184–254.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1878): Geologische Beschreibung der Sentisgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz **13**.
- EUGSTER, H. (1931): Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im sanktgallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähnern- und Wildkirchligebiet. 2.: Exkursion ins Fähnerngebiet. – Eclogae geol. Helv. **24/1**, S. 143–154.
– (1943): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in der Nord- und Nordostschweiz. 5.: Weissbad-Fähnern. – Eclogae geol. Helv. **36/2**, S. 248–253.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. und SAXER, F. (1960): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt No. 23, St. Gallen–Appenzell. – Schweiz. Geol. Kommission.
- FICHTER, H. J. (1933): Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien. – Eclogae geol. Helv. **26/2**.
– (1934): Geologie der Bauen–Brisen–Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malmes der helvetischen Decken. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. **69**.
- FORRER, M. (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – Ber. st. gall. natw. Ges. **73**, S. 3–99.
- FRÖHLICHER, H. (1960): Zur Stratigraphie und Tektonik im Gebiet der Hohkastenfalte (St. Galler Rheintal). – Eclogae geol. Helv. **53/2**, S. 505–515.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. **47**.
- GRASMÜCK-PFLUGER, M. (1962): Mikrofazielle Beobachtungen an den Öhrschichten (Berriasien) der Typuslokalität. – Eclogae geol. Helv. **55/2**, S. 417–442.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. – Eclogae geol. Helv. **34**, S. 164–172.
– (1952): Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. – Geol. Rdsch. **40/2**, S. 211–238.
- GUTZWILLER, A. (1871/72): Das Verbreitungsgebiet des Sentisgletschers zur Eiszeit. – Ber. st. gall. natw. Ges.
- HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. **83**.
- HAGEN, T. (1952): Das westliche Säntisgebirge photogeologisch gesehen und bearbeitet. – Ber. st. gall. natw. Ges. **74/3**, S. 1–48.
- HANTKE, R. (1958): Helvetische Kreide. Berner Oberland–Zentralschweiz–Ostschweiz. – In: Stratigraphisches Lexikon der Schweiz, dep. Geol. Komm. Basel (Manusk.).
– (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **106**.
- HEIM, ALB. (1905): Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. **16**.
- HEIM, ARN. (1905): Der westliche Teil des Säntisgebirges. – In: ALB. HEIM (1905): Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. **16**, S. 313–517.
– (1906): Beziehungen zwischen Faltung und Denudation im Säntisgebirge. – Eclogae geol. Helv. **9/1**.
– (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **51**, S. 441–461.
– (1906): Die Erscheinung der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **51**, S. 462–472.

- HEIM, ARN. (1907): Gliederung und Fazies der Berrias-Valanginian-Sedimente in den helvetischen Alpen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *52*, S.484–499.
- (1910, 1913, 1916, 1917): Monographie der Churfürsten–Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *20*, 4 Bde.
- (1917): Das Valangien von St.Maurice und Umgebung, verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *62*, S.680–689.
- HEIM, ARN. und BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *68/2*.
- HEIM, ARN. und SEITZ, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *69/2*.
- HERR, R. (1962): Geologie von Amden und Umgebung mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *114*.
- (1963): Über Vorkommen von Amdenerschichten im mittleren Säntisgebirge. – Eclogae geol. Helv. *56/2*.
- JEROSCH, M. (1905): Die Querstörungen im mittleren Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM, ALB. (1905): Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *16*.
- KAUFMANN, F. J. (1867): Der Pilatus. – Beitr. geol. Karte Schweiz, *11*.
- KUENEN, PH. H. (1929): The origin of the Marwies Fold in the Säntis mountains. – Eclogae geol. Helv. *22/1*, S. 53–58.
- LIENERT, O. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattekalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitolinen. – Diss. ETH, Zürich.
- LÜTHY, H. (1938): Geomorphologische Untersuchungen im Säntisgebirge. – Ber. st.gall. natw. Ges. *69*.
- MAURER, E. (1952): Zum Problem der Talgeschichte des obersten Toggenburg während der späteren Eiszeit. – Dipl.-Arb. Abt. Naturw. ETH, Zürich.
- MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verh. natf. Ges. Basel *37*.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *28*.
- RENTZ, H. H. (1937 a): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *30/1*, S.87–214.
- (1937 b): Zur Geologie der östlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse. – Jb. st.gall. natw. Ges. *69*.
- RUTISHAUSER, W. F. (1920): Beiträge zur Geologie des Säntisgebirges im Gebiete vom Gräppelental zum Rotsteinpäss. – Jb. st.gall. natw. Ges. *56* (1919), S.1–31.
- SCHAAD, H. W. (1926): Beiträge zur Valangien- und Hauterivienstratigraphie in Vorarlberg. – Geol. Rdsch. *17/2*, S.81–108.
- SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *107*.
- SCHLATTER, L. E. (1941): Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. – Ber. st.gall. natw. Ges. *70*, S.27–101.
- SITTER, L. U. DE (1939): The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure. – Proc. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam, *42/5*.
- (1956): Structural Geology. – International Series in the Earth Sciences. London 1956.
- STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarner Alpen. – Glarus (Tschudi).
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. – Ber. st.gall. natw. Ges. *58/2*, S.1–66.

Verzeichnis der geologischen Karten

- BLUMER, E. (1905): Ostende der Säntisgruppe, 1:25000 (Spez.-Karte *39*). – Geol. Komm.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1878): Geologische Karte des Sentis, 1:25000, bearb. von C. Moesch.
- Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000; Bl.3, Zürich–Glarus. – Geol. Komm. (1950).
- HANTKE, R. (1961): Tektonische Karte der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal, 1:100000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*.
- HEIM, ALB. (1905): Säntisgebiet 1:25000 (Spez.-Karte *38*). – Geol. Komm.
- HEIM, ARN. (1905): Westende der Säntisgruppe 1:25000 (Spez.-Karte *37*). – Geol. Komm.
- HEIM, ARN. und OBERHOLZER, J. (1907): Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25000 (Spez.-Karte *44*). – Geol. Komm.
- OBERHOLZER, J. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000 (Spez.-Karte *117*). – Geol. Komm.

Erforschungsgeschichtliches

Der geologischen Erforschung des Alpsteins widmete sich als erster A. ESCHER VON DER LINTH, der hier, wie in vielen anderen Gebieten der Schweizeralpen, Pionierarbeit im wahrsten Sinne des Wortes leistete. Nach seinem Tod übernahm C. MOESCH die Aufgabe, ESCHERS unzählige Tagebuchnotizen aus dem Alpstein zusammenzustellen und diese unter dem Titel «Geologische Beschreibung der Söntisgruppe» 1878 in einem Beitragsband zu veröffentlichen. Gleichzeitig erschien die erste geologische Karte des Alpsteins im Masstab 1:25 000.

Leider vermochte die erste geologische Beschreibung und Kartierung des Söntisgebirges die in sie gesteckten Erwartungen nicht restlos zu erfüllen. ALB. HEIM schildert im Vorwort seines Werkes «Das Söntisgebirge» (1905) ausführlich all die unglücklichen Umstände, welche dazu geführt haben, dass die grossen Leistungen ESCHERS in ein ungünstiges Licht gesetzt wurden.

Es ist erstaunlich, zu welchen Erkenntnissen ESCHER im Alpstein bereits gekommen war. Seine Profile zeigen uns deutlich, dass er den tektonischen Stil des Söntisgebirges in seinen Grundzügen richtig erfasst hatte. Was ESCHER bei seiner tektonischen Interpretation noch zum Verhängnis wurde, war die fehlende stratigraphische Gliederung der unteren Kreideschichten. So sind namentlich Valanginiankalk und Öhrlikalk oft mit Schrattenkalk verwechselt worden.

Die nächste Bearbeitung des Alpsteins erfolgte durch ALB. HEIM. Er wurde durch seine verschiedenen Reliefarbeiten in den Schweizeralpen auch auf das Söntisgebirge aufmerksam. Dies gab ihm Anlass zu einer Neuaufnahme des gesamten Alpsteins. Daraus resultierte einerseits das prachtvolle Söntisrelief im Masstab 1:5000, eine ausserordentlich kunstvolle und getreue Wiedergabe des mittleren Söntisgebirges, andererseits die neue geologische Söntiskarte im Masstab 1:25 000.

ALB. HEIM bearbeitete das mittlere Söntisgebirge; den westlichen Abschnitt überliess er seinem Sohn ARNOLD, den östlichen Teil E. BLUMER, während M. JEROSCH die Querstörungen im mittleren Teil des Söntisgebirges untersuchte. Die vier Arbeiten wurden in dem grossen Werk «Das Söntisgebirge» (1905) zusammengefasst, welches uns noch heute durch seine Klarheit sowie seine Fülle von neuen Daten auffällt.

ALB. HEIMS Verdienst liegt vor allem in einer weitgehenden Bereinigung der stratigraphischen Unklarheiten, auch wenn in seiner Karte die konsequente Gliederung des «Neocoms» noch nicht durchgeführt wurde. Weiter geben uns seine unzähligen Profiltafeln ein klares Bild über die Tektonik des Söntisgebirges. Allerdings muss gesagt werden, dass ALB. HEIM den jurassischen Faltenstil doch in einer etwas übertriebenen Weise auf den Alpstein angewandt hat.

ARN. HEIM verdanken wir die prachtvolle Churfürsten–Mattstock-Monographie (1910, 1913, 1916, 1917), in welcher er die stratigraphischen Probleme der helvetischen Kreide auf eindruckliche Art und Weise gelöst und damit die Grundlagen für die nachfolgenden Kartierungen geliefert hat.

1920 erschien dann eine kleinere Arbeit von W. RUTISHAUSER, der sich mit den komplizierten tektonischen Erscheinungen zwischen dem Gräppelensee und dem Rotsteinpass beschäftigt hat und dessen Hauptverdienst darin besteht, den tektonischen Abbruch des Wildhuser-Schafberges als erster richtig erkannt zu haben. Seine Profildarstellungen hingegen sind etwas kompliziert und verwirrend.

Als im Jahre 1937 die ersten luftphotogrammetrisch hergestellten topographischen Übersichtspläne im Masstab 1:10 000 erhältlich waren, wurde der Alpstein wiederum für eine Kartierung aktuell. 1938 begann L. E. SCHLATTER mit der Neukartierung des mittleren Söntisgebirges im Rahmen einer Dissertation. Im Jahre 1941 erschien seine Arbeit unter dem Titel «Neue geologische Untersuchungen im mittleren Söntisgebirge». Auf zwei Profiltafeln entwirft er uns insofern ein etwas neues Bild der tektonischen Verhältnisse, als er uns zeigt, dass nebst eindrucklicher Faltung, wie sie uns HEIM zur Darstellung gebracht hatte, auch Schuppen und Überschiebungsflächen im Alpstein zu finden sind.

Die ausserordentliche Klarheit der geologischen Erscheinungen im Säntisgebirge hat dann 1950 T. HAGEN dazu veranlasst, einen Teil des westlichen Säntisgebirges photogeologisch zu bearbeiten. Daraus resultierte eine geologische Karte im Masstab 1:10000 vom Gebiet des Wildhuser-Schafberges. Leider haben sich in dieser Karte doch viele, zum Teil grobe Kartierungsfehler eingeschlichen, welche einmal mehr deutlich zeigen, dass die photogeologische Bearbeitung eines Gebietes keinesfalls die genaue Feldkartierung zu ersetzen vermag.

In jüngster Vergangenheit war es dann namentlich R. HANTKE, welcher in seiner Arbeit «Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal» (1961) den Versuch unternahm, einzelne Abschnitte des Säntisgebirges mit den helvetischen Decken westlich der Linth zu parallelisieren.

Unsere Aufnahmen schliessen W an das Kartierungsgebiet SCHLATTERS an und umfassen die Kreideketten sowie die subalpine Randflysch-Zone des westlichen Säntisgebirges zwischen Chamhalden-Säntis-Lisengrat-Altmann-Gulmen-Wildhaus im E und dem Thurdurchbruch zwischen Stein und Starkenbach im W (vgl. geographisch-geologische Übersicht Fig. 14).

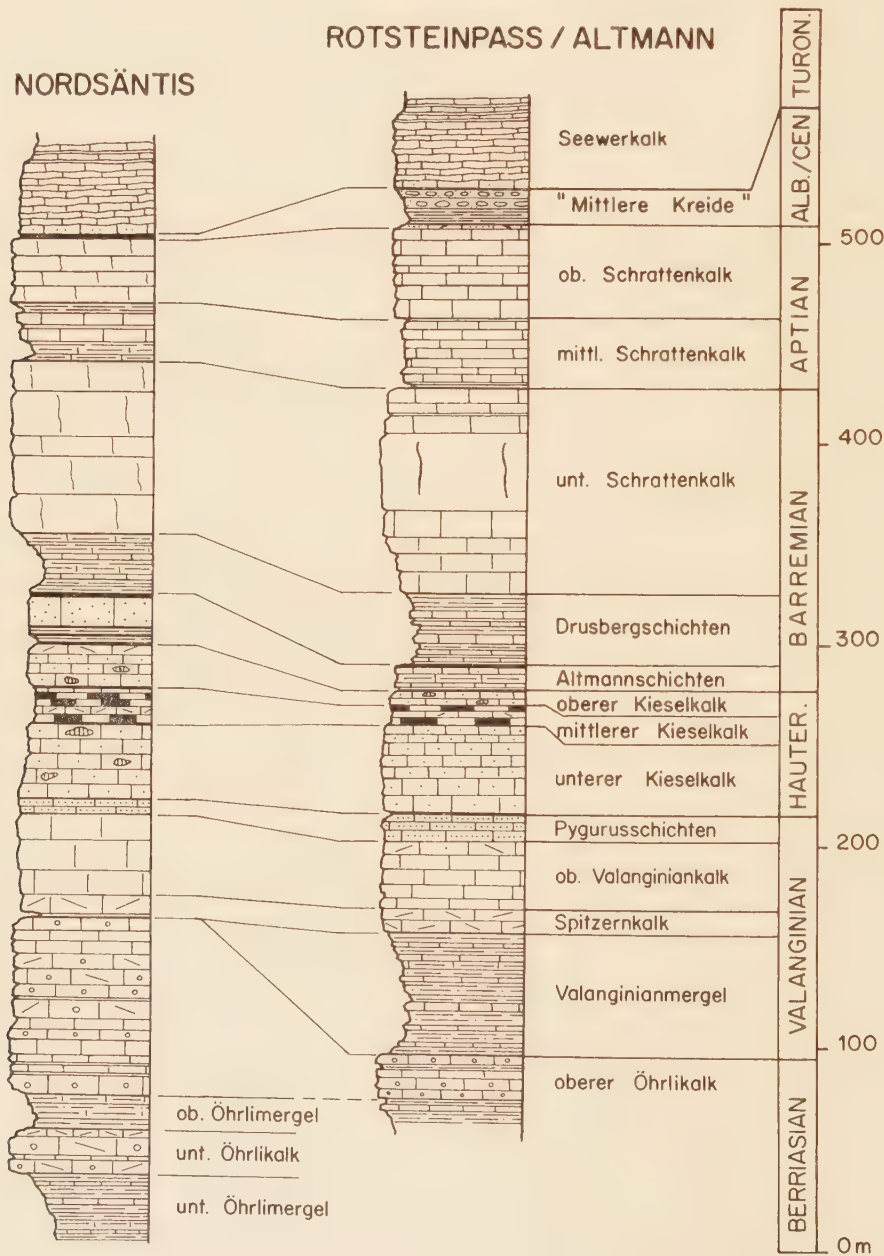


Fig. 1: Stratigraphische Profile durch die helvetische Kreide des Säntisgebirges.

Stratigraphie

Die stratigraphischen Untersuchungen im Alpstein sind im Vergleich zu den tektonischen eher bescheiden. Wohl liegt eine Vielzahl an Profilbeschreibungen vor, detaillierte lithologische und vor allem mikropaläontologische Bearbeitungen fehlten jedoch bis vor kurzem fast gänzlich.

A. ESCHER VON DER LINTH lieferte die ersten, mit reichhaltigen Fossilisten versehenen Profilbeschreibungen.

ARN. HEIM hatte im Rahmen seiner Churfürsten–Mattstock-Monographie (1910, 1913, 1916, 1917) den Alpstein in seine umfassenden stratigraphischen Untersuchungen der helvetischen Sedimente mit einbezogen.

Eine mehr kursorische Beschreibung der Kreideschichten des Säntisgebirges lieferte L. E. SCHLATTER (1941).

Die erste lithologisch-mikropaläontologische Arbeit stammt von M. GRASMÜCK-PFLUGER (1962), welche sich der Untersuchung der Öhrlischichten gewidmet hat.

In ganz ähnlicher Weise ist durch O. LIENERT (1965) soeben die Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalkes bearbeitet worden.

Als nächstes wird noch eine Arbeit über den Kieselkalk folgen, welche z. Z. vom Zürcher Institut aus im Gange ist.

1. Öhrlischichten

Die nördlichen Ketten des Säntisgebirges erhalten ihr Gepräge durch die mächtig ausgebildeten Kalke und Mergel des Berriasian, den stratigraphisch tiefsten Schichtgliedern des Alpsteins. So bestehen beispielsweise die Felswände, welche direkt über den ausgedehnten Schutthalden zwischen Schwägalp und Wideralp aufsteigen, aus den auffallend gutgebankten oberen Öhrlikalcken.

Die Öhrlimergel bewirken die deutliche Zerteilung des Säntisnordabfalles. Als breites, dunkles Band kann man sie vom Öhrli über die Basis der Hüenerberge – Stütze I der Säntisschwebbahn – In den Schnüren bis an den NW-Fuss der Silberplatten verfolgen. Darüber folgen normalstratigraphisch wiederum die hellen, silberweissen Öhrlikalke der Girenschuppe, welche mit einer kleinen zurückwitternden Schichtfuge direkt in die etwas dunkler anwitternden, eher massigen Valanginiankalke übergehen. Dieses Unterkreide-Kalkband lässt sich gegen W in derselben tektonischen Stellung bis zum Thurdurchbruch zwischen Starkenbach und Stein i. Togg. verfolgen. Diese Tatsache gibt uns die Möglichkeit, die stratigraphischen Veränderungen in der Streichrichtung genau zu ermitteln. Die Unterschiede zwischen dem Öhrli im E und der Thurschlucht im W sind recht gross und beschränken sich keineswegs nur auf die Öhrlischichten. Dem gegenüber steht die Ansicht SCHLATTERS, dass die Faziesänderungen in E–W-Richtung bescheiden und dass das Profil im Thurdurchbruch demjenigen des Öhrli sehr ähnlich sei.

L. E. SCHLATTER hat in seiner Kartierung den unteren Öhrlikalk nicht ausgeschieden. Dieser lässt sich als gut erkennbares, im Durchschnitt ca. 15 m mächtiges, rostigbraun anwitterndes Band am gesamten Nordsäntis verfolgen. Es tritt zum letzten Mal – allerdings in etwas veränderter Ausbildung – in der Thurschlucht im Kern von G Ia zutage (vgl. Fig. 16).

Profil durch die unteren Öhrlschichten am Weg zwischen Schwägalp und Tierwis

(Koordinaten: 742.825/234.925/1880)

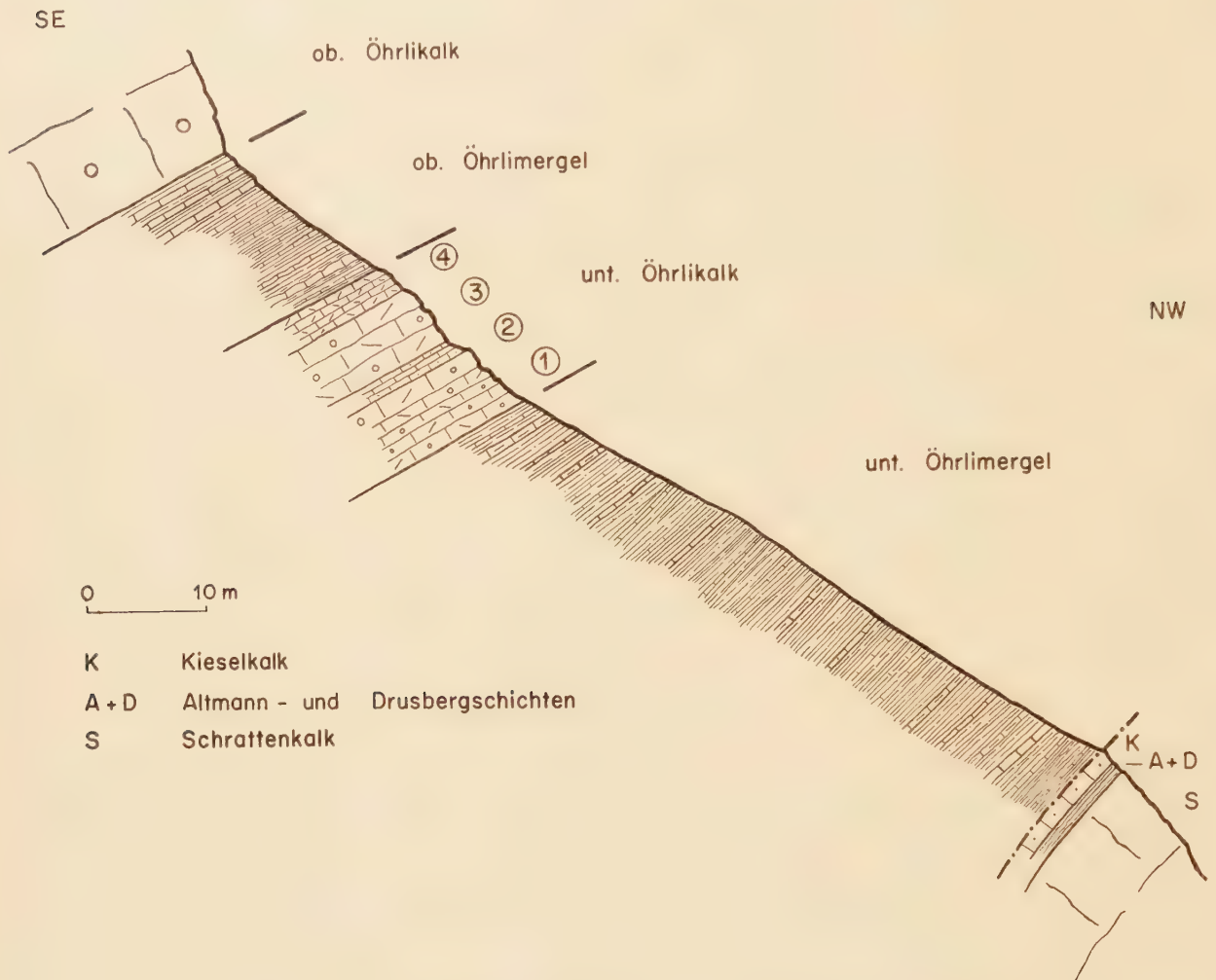


Fig. 2: Profilskizze durch die unteren Öhrlschichten der Girensnitz-Schuppe am Tierwisweg.

Oberer Öhrlikalk (ca. 80 m)

An der Basis hellgrau anwitternder, grobgebankter Kalk; im Bruch bräunlich. Oolithisch bis feinspätig.

DS¹⁾: Oolithischer Kalk mit klarer Kalzitgrundmasse. Trümmer von Mollusken und Echinodermen. Im Kern der Ooide häufig *Trocholina*.

Übergang zu den oberen Öhrlimergeln: Wechsellagerung von knolligen Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen. Abnahme der Kalklagen gegen unten.

Obere Öhrlimergel (ca. 15 m)

Wechsellagerung von Mergelschiefern mit dünnen Kalkbänklein. Dunkelbraungraue Anwitterungsfarbe. Die oberen Öhrlimergel sind kalkiger entwickelt als die unteren.

Unterer Öhrlikalk (ca. 17 m)

(4) 2 m braun anwitternde, dünngebankte feinspätige Kalke, im Bruch dunkelblauschwarz.

(3) 2 m gelbbraun anwitternde, dunkelblauschwarze, grobspätige Kalke.

DS: Onkolithischer Kalk mit klarer Kalzitgrundmasse. Sehr viele Molluskenschalentrümmern. Nerineen, Bryozoen.

¹⁾ DS = Dünnschliff

- (2) 1,5 m zurückwitternde Fuge mit rostig anwitternden, krümelig-bröckeligen, dünn geschichteten, blauschwarzen, spätigen Kalken.
- DS: Undeutlich grobkonolithischer Kalk, reich an Echinodermentrümmern; mit limonitisierten Korngrenzen und Onkoidschalen. Es handelt sich um aufgearbeitetes und umgelagertes Material. Dieses Schichtglied ist durchwegs leicht vererzt und führt auch etwas detritischen Quarz.
- (1) 7 m gelbbraun anwitternde, dunkelblauschwarze, grobspätige Kalke. Gegen oben dickbankiger werdend. Diese Kalke sind praktisch identisch zu den Kalken Nr. 3.
- DS: Onkolithische Ausbildung (Onkoide 0,1–1,5 mm). Klare kalzitische Grundmasse. Zum Teil finden sich auch echte Ooide mit charakteristischer konzentrischer Schalenstruktur. Das Gestein ist reich an grossen Echinodermentrümmern und Schalenbruchstücken. Nerineen ziemlich häufig. Querschnitte von Seeigelstacheln und Seelilienstielgliedern. Öfters finden sich arenazische Foraminiferen im Kern der Onkoide.

Untere Öhrlimergel (ca. 50 m)

Wechselagerung von düsteren, dunkelbraungrauen, siltigen Mergelschiefern und dünnen (wenige cm), unsteten ockerfarbigen Mergelkalkbänken.

Basis der Überschiebung der Girensplatz-Schuppe.

M. GRASMÜCK-PFLUGER (1962) hat in ihrer Arbeit die Abfolge der Öhrlichichten an der Typuslokalität, dem Öhrli, neu bearbeitet und eingehende mikrofazielle Untersuchungen angestellt. Dank diesen Studien können wir uns darauf beschränken, die faziellen Veränderungen innerhalb unseres Arbeitsgebietes zu erläutern.

Verfolgen wir die Öhrlichichten vom Säntis-N-Abfall weiter nach W, so fällt uns sogleich der morphologische Wandel auf. An die Stelle der grossen Steilwände treten nun plötzlich weniger steile, bewachsene Hänge. Dies steht in hohem Masse mit der faziellen Veränderung der untersten Kreideschichten in Zusammenhang. Die oberen Öhrlikalke werden nun von dünnen Mergelbändern durchsetzt, und ihre Mächtigkeit nimmt zusehends auf Kosten der unterliegenden Öhrlimergel ab. Ebenso schmilzt auch der untere Öhrlikalk zusammen. Diese Entwicklung lässt sich aus der folgenden Tabelle mit den Mächtigkeitsangaben der verschiedenen Profile ersehen:

	Öhrli	Tierwis	Schindelenberg	Thurschlucht
Valanginianmergel	0 m	0 m	40 m	70 m
Oberer Öhrlikalk	80 m	ca. 80 m	57 m	55 m
Oberer Öhrlimergel	22 m	15 m	37 m	45 m
Unterer Öhrlikalk	18 m	17 m	11 m	5 m

Die Vermergelung innerhalb des oberen Öhrlikalkes lässt sich vor allem in den beiden Profilen Schindelenberg und Thurschlucht erkennen (siehe Fig. 3 und 4).

Die Ausbildung der Öhrlichichten am Schindelenberg nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen dem Profil der Typuslokalität (Öhrli) und demjenigen der Thurschlucht ein.

Das Profil der Thurschlucht ¹⁾

Die Profilaufnahme erfolgte am rechten Thurufer, wo die Unterkreideschichten ohne jede Querstörung fast durchgehend (mit Ausnahme der oberen Öhrlimergel) aufgeschlossen sind (vgl. Fig. 4).

Beginn der Profilaufnahme am nördlichen Ausgang der Thurschlucht im Kern des Gewölbes G Ia (beim Wegmacherhaus). Fortsetzung thuraufwärts.

Untere Öhrlimergel

Wechselagerung von dunkelgraubraunen Mergeln mit braunen Kalkbänken. Die Mergel zeigen ein starkes Clivage.

¹⁾ ARN. HEIM beschreibt auf S. 352 in «Das Säntisgebirge» das linksufrige Profil in der Thurschlucht. Leider ist das Profil an verschiedenen Stellen tektonisch gestört. Dies betrifft vor allem den oberen Öhrlikalk. Es hat uns dazu bewogen, das gesamte Profil auf der rechtsufrigen Seite nochmals aufzunehmen.

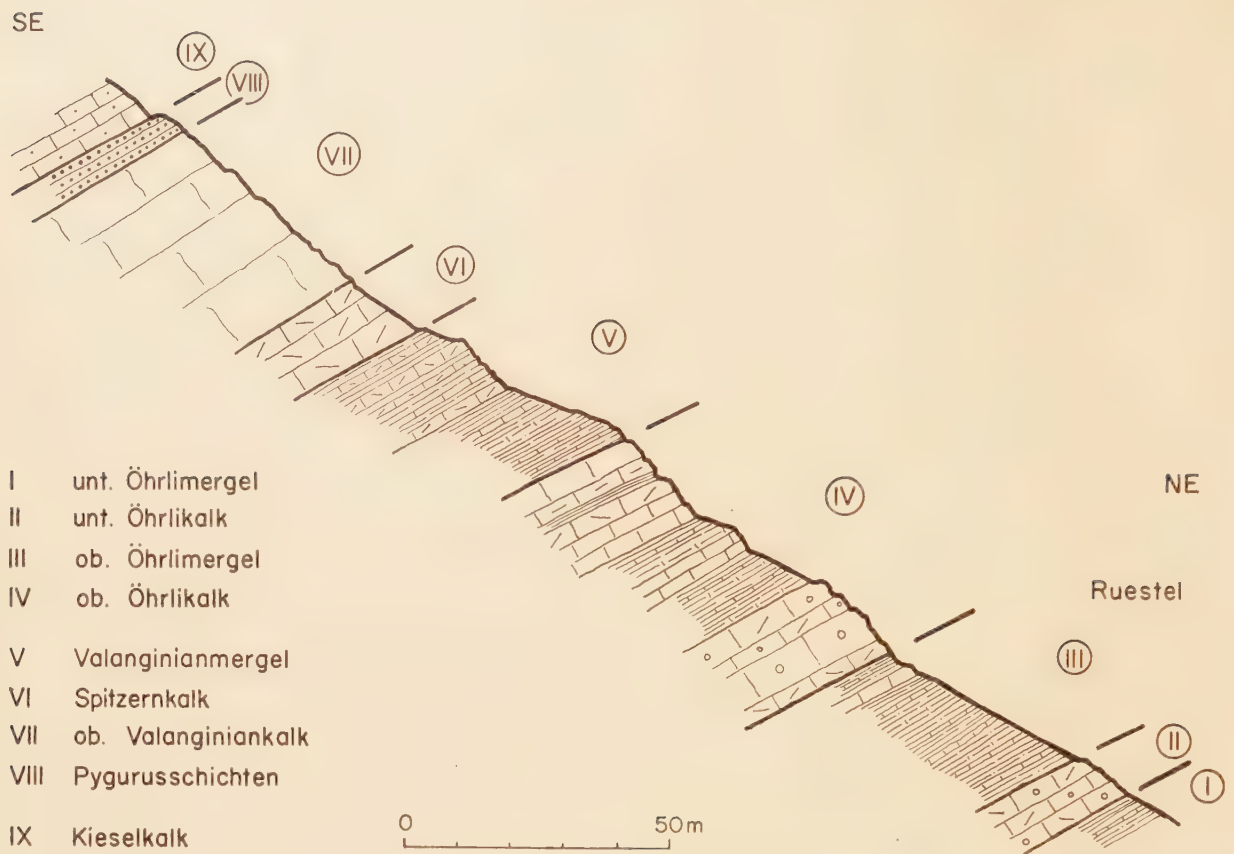


Fig. 3: Profilskizze der Unterkreideschichten am Schindelenberg.

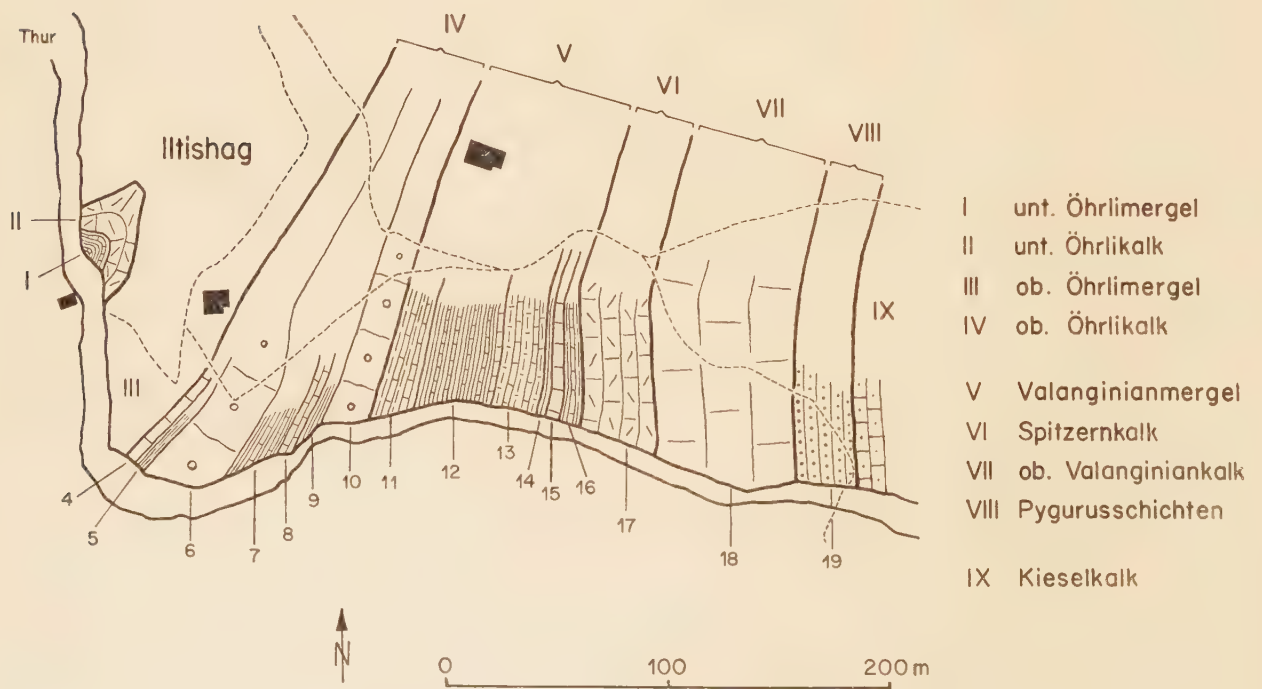


Fig. 4: Kartenskizze vom Profil der Thurschlucht.

Unterer Öhrlikalk (5 m)

5 m undeutlich gebankte, dunkelbraun anwitternde, mittelkörnige bis feinspätige Kalke, z.T. pyritführend. Im Bruch dunkelgrau bis blaugrau.

DS: Undeutlich onkolithischer Kalk, tektonisch leicht geschiefert. Limonitschnüre häufig, ebenso Auftreten von Limonit entlang den Korngrenzen. Detritischer Quarz. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich um umgelagertes Material handelt (wie wir es im Profil Tierwis bereits angetroffen haben). Textularien, Echinodermentrümmern, Querschnitte von Seelilienstielgliedern.

Rekristallisierte, klare kalzitische Grundmasse.

Diese beiden Schichtglieder bilden den wunderbaren kleinen Gewölbekern von G Ia beim Wegmacherhaus.

Obere Öhrlimergel (45 m)

Am rechten Thurufer sind die oberen Öhrlimergel nicht aufgeschlossen. Am linken Thurufer jedoch lassen sich die Mergel fast durchgehend studieren. Man erkennt dort eine Abfolge von ca. 45 m schwarzbraunen Mergeln mit mergeligen Kalkbänken; letztere überwiegen im mittleren Teil.

Oberer Öhrlikalk (60–65 m)

- (4) 6 m Felsrippe, bestehend aus feinkörnigen grauen Kalken.
- (5) 4,5 m aufschlusslose Rinne (Mergel).
- (6) 15–20 m Öhrlikalkrippe. Typische hellgraue Öhrlikalke, im unteren Teil groboolithisch, gegen oben in dichtere Kalke übergehend.
- (7) 5–10 m Mergelzone: Knollig struierte Kalkbänke, wechsellagernd mit Mergelschiefern.
- (8) 3 m Rippe mit dünngebankten, feinkörnigen, leicht mergeligen Kalken.
- (9) 3 m Mergelzone (Rinne): Dünngeschichtete Kalk/Mergel-Wechsellagerung.
- (10) ca. 10 m Rippe, bestehend aus einem organismenreichen Öhrlikalk. Im Dach führt der Kalk dieselben Korallen wie der Öhrlikalk am Rotsteinpass.
Die Grenze zu den Valanginianmergeln ist scharf und wird durch den koralligen Horizont im Dach des oberen Öhrlikalkes gebildet.

Valanginianmergel (70 m)

- (11) ca. 10 m Übergangszone zu den typischen Valanginianmergeln. Wechsellagerung von Mergelschichten mit ca. 50 cm dicken, feinsandigen Kalkbänken, welche z.T. Exogyren führen.
- (12) 20–25 m Wechsellagerung von grauen Mergelschiefern mit dünnen (ca. 10 cm) knollenartigen Kalklagen.
- (13) ca. 20 m Abfolge von kalkigen Valanginianmergeln mit relativ hell anwitternden, dünngebankten, leicht mergeligen Kalken. Im Dach findet sich eine Schicht mit *Arctostrea rectangularis* (Roem.).
- (14) 1 m Mergelrinne.
- (15) 8 m Kleine Rippe von wechsellagernden schwarzgrauen Mergelschiefern mit dünnen Kalklagen. Gegen oben Zunahme der Kalkbänke.
- (16) 7 m Rinne mit vorwiegend dunkelgrauen Mergeln, gegen oben Einsetzen von knollenartigen Kalklagen, welche ohne scharfe Grenze in den unteren Valanginiankalk überleiten.

Unterer Valanginiankalk (Spitzernkalk)

- (17) 25–30 m undeutlich dünngebankte, gelbbraune, organogene, grobspätige Kalke, z.T. mit Lumachellenbänken.

Oberer Valanginiankalk

- (18) 55 m beigegrauer, undeutlich gebankter Valanginiankalk.

Pygurusschichten

- (19) 15–20 m grobkörniger, gelbbraun anwitternder Sandkalk.

In den südlicheren Teilen des Alpsteins sind Öhrlikalkaufschlüsse sehr spärlich, weil die Erosion in vielen Fällen noch nicht bis auf die Unterkreidekerne der Falten hinuntergefressen hat. Den vollständigsten Aufschluss mit Öhrlichichten finden wir in der Rotsteinpass-Zone am Lisengrat, kurz vor dem Rotsteinpass, im Kern der prachtvoll aufgeschlossenen Antiklinale G IIIa.

Profil durch die Öhrlichichten am Rotsteinpass ¹⁾

Profilaufnahme wie bei ARN. HEIM (1907). Profilbeginn im Kern des Gewölbes IIIa (Koordinaten: 745.600/234.325/2120), Fortsetzung im Normalschenkel, entlang des Weges vom Lisengrat zum Rotsteinpass.

¹⁾ M. GRASMÜCK-PFLUGER sei für die Überlassung sämtlicher Handstücke und Dünnschliffe dieses Profils recht herzlich gedankt.

- (1) ca. 5 m dunkelbraungraue, etwas siltige Mergelschiefer mit dünnen (einige cm), schiefrigen Mergelkalkbänklein (spitzen gegen NE in der Umbiegung aus).
DS aus einem Mergelkalkbänklein:
Mergelkalk mit onkolithischer Textur. Limonitische Schlieren. Reste von Echinodermen und Spongien.
- (2) 2 m bräunlichgrau fleckig (Flechten) anwitternder, frisch beige-grauer, dichter Kalk, stellenweise oolithisch und calcarenitisch; gebankt (20–40 cm) und tektonisch zerbrochen. Enthält einige cm grosse verkieselte Knollen.
DS durch eine silifizierte Knolle:
Vollständig umkristallisierter Oolith (?). Die Komponenten sind von ziemlich einheitlicher Grösse (1 mm) und lassen eine Schalenstruktur erkennen; die Schalen sind dunkel und mikrokristallin. Die Grundmasse besteht aus Stäbchen von Quarz (ca. 1 mm lang), die sich sphäroidisch um die Komponenten lagern. Sowohl in den Komponenten als auch in der Grundmasse sind häufig sehr schöne Dolomitrhomboeder zu finden. Fossilien sind selten, ebenfalls silifiziert und schlecht erhalten: *Trocholina*, Bryozoen-, Muschelschalenfragmente. Die Grenze zum normalen Kalkgestein ist scharf und etwas limonitisiert. Klare grobkörnige Kalzitadern laufen durch die silifizierte Knolle.
- (3) 3 m Mergelschiefer wie Nr. 1. Die Mergelkalkbänklein nehmen gegen oben zu und herrschen im obersten Teil vor.
DS: Feincalcarenitischer Mergelkalk. Die Textur ist krümelig bis fein onkoidisch (0,2 mm). Die feinen Fossilbruchstücke sind schlecht erhalten. Es treten wenige grosse Querschnitte von Bryozoen auf, welche faserig, ganz oder nur teilweise silifiziert sind. Häufig sind rekristallisierte Crinoiden- und Echinidenbruchstücke sowie einzelne Milioliden und Textularien.
- (4) 1 m ockerfarbig anwitternder, frisch dunkelbraungrauer Mergelkalk, in Bänken von 10–20 cm mit dünnen, 2–3 cm dicken Mergelschieferzwischenlagen; etwas bituminös und stinkend.
DS: Mikrokristalliner Mergelkalk mit krümeliger bis fein onkoidischer Textur. Einzelne grössere Onkoide (bis 1 mm) mit schwarzem pyritisiertem Rand, ebenso einige Fossiltrümmer. Feines, schlecht erhaltenes, organogen detritisches Material. Autochthone Milioliden, Textulariden, Rotaliden, Echinodermen (Crinoidenstiellglieder), Bryozoenfragmente, Molluskenschalenstücke. Pyritkörnchen und limonitische Äderchen sind häufig.
- (5) 13 m unten noch etwas bräunlich, darüber hellgrau anwitternder «Oolith», im untersten Teil durch dünne, mergelige Schichtfugen gebankt, gegen oben massig, groboolithisch und organogen werdend (bildet die Felsrippe im Weg beim Drahtseil).
DS 1 m über der Basis:
Krümelige (z. T. mikrokristalline oder feinkörnig klare) Kalkgrundmasse mit locker verteilten onkoidischen Komponenten, welche zur Hauptsache um 0,3 mm gross und schlecht gerundet sind. Erfüllt von feinem organogen-detritischem Material, gerollt und ungerollt und teilweise schlecht erhalten. Zerbrochene Mollusken- und Brachiopodenschalen, reduzierte Echinodermenplättchen, Gastropoden, Bryozoenreste, dann *Trocholina*, *Nautiloculina*, textularienähnliche Formen, Milioliden.
DS aus der Mitte:
Onkolith mit klarer kalzitischer Grundmasse. Die Komponenten sind 0,5–2 mm gross, einige besitzen ein bis zwei Rinden, andere sind randlich von Limonit etwas angegriffen. Gerollte Fossilien: *Trocholina*, «*Cristellaria*», *Nautiloculina*, Gastropoden, Bryozoenreste.
DS aus dem Dach:
Grober, organogener Onkolith, schlecht sortiert und dicht gepackt. Die Onkoide sind bis 2 mm gross und schlecht gerundet; einzelne Ooide (0,5–1 mm). Zahlreich sind Echinodermenfragmente (ganze Schnitte durch Echinidenstacheln und Crinoidenstiele), einzelne bis 4 mm grosse Trümmer von Muscheln, Korallen, Bryozoen, Gastropoden, z. T. inkrustiert. Agglutinierende Lituoliden, *Trocholina*.
- (6) 2 m dunkelbraungraue Mergelschiefer, zurückwitternd, auf der Südseite des Grates mit Gras bewachsen, auf der Nordseite mit Schutt überdeckt (dort Profilfortsetzung).
- (7) 1 m bräunlichgrau fleckig anwitternder, frisch graubrauner, dichter bis fein «onkolithischer» Kalk, gut gebankt (10–30 cm), mit ganz dünnen, schiefrigen, braunen Zwischenlagen. Im unteren Drittel ist eine solche schiefrige Lage zu einem sehr schönen Fossilisationshorizont ausgebildet: eine rostig anwitternde, unebene Schichtfläche erfüllt von Echinodermenbruchstücken (Stielglieder von Crinoiden), Serpeln, Korallen, Bryozoen (z. T. silifiziert).
DS eines Handstückes aus dem gewöhnlichen Kalk:
Feinster, dicht gedrängter Onkolith (0,2–0,4 mm). Die Strukturen laufen krümelig in die feinkörnige, fast klare Kalzitgrundmasse aus. Vereinzelt detritische Quarzkörner (0,3 mm). Limonit in Nestern. Fossilien: Textulariden, kleine Rotaliden, stark reduzierte Echinodermenplättchen.
- (8) 2,5 m dichter bis groborganogener Kalk, bildet massige Bank. Die Fossilien sammeln sich im Dach zu einem 10–20 cm mächtigen, unebenen Fossilpflaster (grosse Stöcke von *Thamnastrea*, *Stylina*, Bryozoenkolonien, Echinodermen, erkennbare Seeigel, Stromatoporen, Brachiopoden, Austern, Pectiniden).
DS aus dem Kalk: Grober Calcarenit.
- (9) 1 m dunkelbraungrauer Mergelkalk, verschüttet.
- (10) 0,5 m braungrau anwitternder Kalk voller Fossilien wie die oberste Lage in Nr. 8.

Es folgen die mit Schutt bedeckten Valanginianmergelschiefer. Sie weisen einen ähnlichen Habitus auf wie die Öhrli-mergel (z. B. Nr. 3) was Verwitterungsfarbe, Wechsellagerung mit Kalkbänklein, Siltgehalt betrifft. In den Kalkbänken finden sich Austern, Echinodermen, Bryozoen, Stromatoporen etc.

Die Frage, ob die Mergel im Kern von G IIIa bereits den oberen Öhrlinergeln zuzuordnen sind oder ob es sich – was auf Grund des Vergleichs mit den Verhältnissen in der Thurschlucht wahrscheinlich erscheint – um eine mergelige Einschaltung innerhalb des oberen Öhrlikalkes handelt, muss offen gelassen werden. Ein unterer Öhrlikalk ist am Rotsteinpass nicht aufgeschlossen. Es ist sehr wohl möglich, dass in dieser tektonisch stark beanspruchten Quetschzone die oberen Öhrlikalke im Niveau der oberen Öhrlimergel abgeseiert wurden und somit die unteren Berriasianschichten in der Tiefe zurückgeblieben sind.

Weiter im S – in der Altmann–Schafberg-Zone – fehlen uns jegliche Anhaltspunkte über die Ausbildung der Öhrlischichten. R. HANTKE (1961) nimmt an, dass die Öhrlischichten S vom Rotsteinpass sehr bald in die eintönige Mergelfazies der Palfriesschiefer übergehen. Diese Vermutung kann auf Grund unserer Untersuchungen nur bestätigt werden.

Ein Vergleich der verschiedenen Öhrlischichtprofile im Alpstein zeigt uns eine stetig zunehmende Vermergelung der Öhrlikalke in Richtung SSE. Die Isopen verlaufen ENE–WSW und ziehen mit einer westlichen Abweichung schief zu den tektonischen Leitlinien.

2. Valanginianmergel

Das Auftreten der Valanginianmergel ist im Säntisgebirge auf die südlichen und westlichsten Abschnitte beschränkt. Im Querschnitt Säntis–Altmann treten sie zum ersten Mal am Rotsteinpass in einer Mächtigkeit von ca. 60–70 m auf.

Gegen W setzen die Valanginianmergel an der Basis des Lütispitizes im Gewölbe G Ia ein und nehmen auf sehr kurze Distanz ausserordentlich an Mächtigkeit zu (Schindelenberg 40 m, Thurschlucht 70 m).

Sehr schön aufgeschlossen sind die Valanginianmergel vor allem in der Thurschlucht. Im Frühjahr sowie im Herbst, wenn die Bäume unbelaubt sind, lässt sich von der linksufrigen Strasse aus ein klarer Überblick der am rechten Thurufer durchgehend aufgeschlossenen Schichten vom unteren Öhrlikalk bis zum Kieselkalk des Hauterivian gewinnen. Das Profil ist vollständig und völlig ungestört (Fig. 4).

Die lithologische Ausbildung der Valanginianmergel ist innerhalb des Säntisgebirges ziemlich konstant. Man stellt überall eine einheitliche Wechselfolge von braungrauen Mergelschiefen mit meist feinsandigen braunen Kalkbänken (5–30 cm) fest, welche z. T. massenhaft Austern führen.

An Fossilien finden sich in den Valanginianmergeln: *Exogyra couloni* (D'ORB.) (häufig), *Arctostrea rectangularis* (ROEM.), *Pinna robinaldina* D'ORB. (eher selten).

3. Valanginiankalk

(Spitzernkalk, oberer Valanginiankalk, Pygurus-schichten)

Für die Gliederung des Valanginians verwenden wir die von R. HERB (1962, S. 15) und R. HANTKE (1961) angewandten Bezeichnungen. Wir meiden somit den von ARN. HEIM (1933, S. 166) vorgeschlagenen Ausdruck «Betliskalk», unter welchem er die subneritisch-zoogene, schrattenkalkähnliche Valanginian-Fazies des nordhelvetischen Raumes zusammenfasst und diese der südhelvetischen Fazies, dem sog. Diphyoideskalk, gegenübergestellt hat.

Die kalkige Ausbildung der Valanginianstufe lässt sich im Säntisgebiet durchwegs aufteilen in einen unteren, gelbbraun anwitternden Echinodermenkalk (Äquivalent des Spitzernkalkes der Zentralschweiz, A. BUXTORF 1910), einen oberen, hellgrauen Valanginiankalk und die Pygurus-schichten, welche i. allg. aus groben Sandkalken bestehen.

Am mittleren und östlichen Nordsäntis liegen die Spitzernkalke – getrennt durch eine zurückwitternde Schichtfuge in Form einer Hohlkehle – transgressiv dem oberen Öhrlikalk auf. An die Stelle der Valanginianmergel tritt ein ausgeprägter, krümeliger, dunkelbrauner Kondensationshorizont mit einer Zwergfauna von Austern und massenhaft auftretenden Bryozoenknöllchen und Echinodermentrümmern (meist Bruchstücke von Seelilienstielgliedern).

Die grobspätigen, gelbbraun anwitternden Spitzernkalke sind hier in der N-Fazies noch schwach und undeutlich entwickelt und weisen nurmehr eine Mächtigkeit von 5–10 m auf.

Die Hauptmasse des Valanginiankomplexes wird durch die feinkörnigen bis feinspätigen oberen Valanginiankalke gebildet, die sich am Nordsäntis durch ihre eher massige Ausbildung und dunklere Anwitterungsfarbe von den darunterliegenden oberen Öhrlikalken unterscheiden. Dieser obere Valanginiankalk entwickelt sich allmählich aus dem Spitzernkalk und führt als charakteristisches Merkmal häufig Silexlagen. Spitzernmergel, wie sie in der Zentralschweiz auftreten, konnten im gesamten westlichen Alpstein nirgends beobachtet werden. Die durchschnittliche Mächtigkeit des oberen Valanginiankalkes beträgt im Säntisgebirge 40–50 m.

Durch Aufnahme von Quarzkörnern geht der obere Valanginiankalk nach oben kontinuierlich in die bräunlich anwitternden und deutlich geschichteten Sandkalke – die Pygurus-schichten – über. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist mit ca. 5–10 m eher bescheiden.

Das Profil am Schindelenberg im westlichen Säntisgebirge (Fig.3) zeigt uns nebst erstmaligem Auftreten von Valanginianmergeln vor allem auch eine typischere Ausbildung der Spitzernkalke, welche in einer Mächtigkeit von 10–15 m auftreten.

Eine unerwartet starke Änderung tritt dann innerhalb des gleichen tektonischen Elementes zwischen Schindelenberg und Thurschlucht ein. Auf die kurze Distanz von nur 3 km nimmt die Mächtigkeit der Valanginianmergel von 40 auf 70 m, die der Valanginiankalke von 55 auf über 100 m zu, dies alles bei gleichbleibender lithologischer Ausbildung (vgl. Fig.3 und 4). Es muss sich hierbei um eine lokale Mächtigkeitszunahme handeln, denn R.HERB (1962, S.14) hat am nördlichen Häderenberg weniger als 50 m Valanginiankalk nachgewiesen.

Im mittleren Säntisgebirge finden wir das Valanginian in derselben Fazies ausgebildet wie in der Thurschlucht. Die Mächtigkeit der Valanginianmergel am Rotsteinspass beträgt 60–70 m. Sie umhüllen dort die Öhrlikalk des Kerngewölbes G IIIa und bilden den vom Lisengrat aus erkennbaren Gewölbeschluss am Horst.

Über die Ausbildung der Valanginianschichten im südlichen Alpstein orientiert H.FRÖHLICHER (1960).

Aus unserer Kartierung lassen sich im Südschenkel der Zehenspitz-Antiklinale bei Gross Chelen (E Gamplüt) folgende Mächtigkeitswerte ermitteln:

Pygurus-schichten	ca. 15 m
Oberer Valanginiankalk	ca. 35 m
Spitzernkalk	ca. 15 m
total	<u>ca. 65 m</u>

4. Kiesalk 1)

Der Kiesalk stellt im Säntisgebirge ein sehr auffallendes Schichtglied dar, bedingt durch seine dunkle Anwitterungsfarbe sowie die häufige Bedeckung mit Vegetation. Dadurch bilden die Kiesalkbänder einen ausgesprochenen Kontrast zu den hell anwitternden Öhrli-, Valanginian-, Schratten- und Seewerkalken.

Der Kiesalk lässt sich im gesamten Säntisgebirge wie folgt gliedern:

- oben: Kiesalk-Echinodermenbreccie
- Oberer Kiesalk
- Sentisianusbank (mit *Toxaster sentisianus* DESOR)
- Mittlerer Kiesalk
- unten: Unterer Kiesalk

Die Gesamtmächtigkeit des Kiesalkes beträgt im Alpstein durchschnittlich 70–80 m.

¹⁾ Siehe auch L.E.SCHLATTER (1941, S.45–47).

In der nördlichen Fazies, am Nordsäntis, ist die Kieselkalkabfolge vollständig entwickelt. Fig. 5 zeigt das Kieselkalkprofil der Tierwis mit seiner charakteristischen Gliederung.

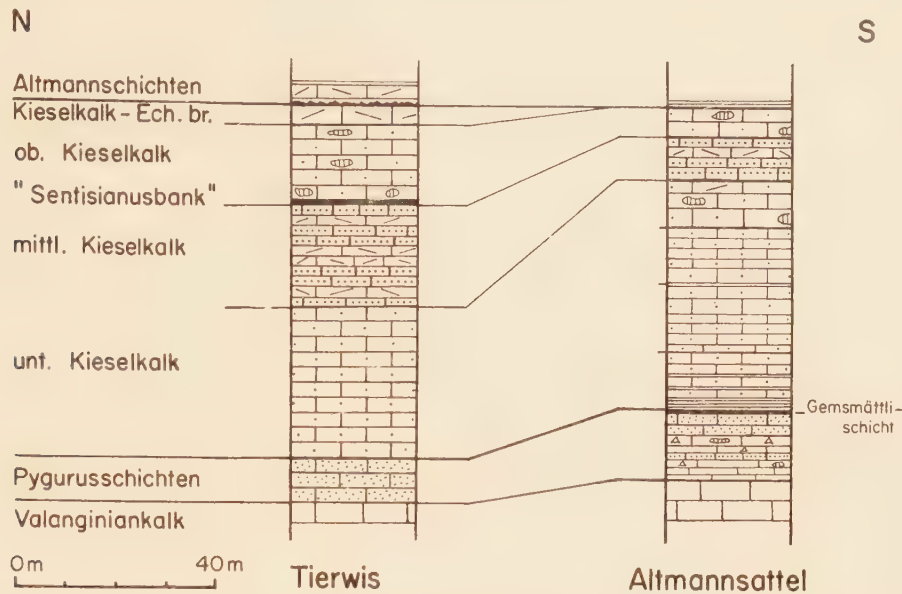


Fig. 5: Zwei stratigraphische Profile durch den Kieselkalk (Profil Altmannsattel siehe S. 12 und 14).

Der untere Kieselkalk besteht weitgehend aus gutgebankten Kalksandsteinen, während der darüberliegende mittlere Kieselkalk aus einer mehrere Meter mächtigen Abfolge von meist grobkörnigen, glaukonitreichen Sand- und Echinodermenkalken gebildet wird. Dieses Schichtglied lässt sich im Feld in vielen Fällen durch seine rostige Anwitterungsfarbe erkennen (Glaukonitzerersetzung). Am N-Säntis konnte in den grobkörnigen mittleren Kieselkalken mehrmals eine schöne Kreuzschichtung festgestellt werden. In einem Fall wurde im Dünnschliff auch ein eingeschwemmtes, aufgearbeitetes Fragment eines oolithischen Kalkes gefunden. Diese Beobachtungen lassen auf eine recht beträchtliche Strömung während der Ablagerung schliessen.

Im Dach des mittleren Kieselkalkes findet sich ein grober, glaukonitisch-phosphoritischer Fossilakkumulationshorizont mit Belemniten und Spatangiden – die Sentisianusbank. Es handelt sich dabei um dieselbe Fossilsschicht, welche von ARN. HEIM (1916, S. 401) im Profil von «Kobel am Seealpsee» beschrieben wurde.

Was wir im Alpstein unter «Mittlerer Kieselkalk» zusammengefasst haben, entspricht ungefähr den Lidernenschichten von C. SCHINDLER (1959) und R. HANTKE (1961). SCHINDLER braucht die Bezeichnung Lidernenschichten für «die etwas grobkörnigere, mit Quarzsand, Glaukonit und Echinodermentrümmern angereicherte Variante des Kieselkalkes». Im Dach liegt der Fossilakkumulationshorizont der Lidernenschichten, welcher eine reichhaltige Hauterivianfauna führt. Letzterer dürfte das Äquivalent der Sentisianusbank im Alpstein darstellen.

Es scheint uns vernünftiger, die Bezeichnung Lidernenschicht als Synonym zur Sentisianusbank einzig auf diesen weitverbreiteten Fossilakkumulationshorizont zu beschränken und im übrigen die glaukonitreichen, meist grobkörnigen Sand- und Echinodermenkalken im mittleren Abschnitt des Kieselkalkes gesondert im sog. «Mittleren Kieselkalk» zusammenzufassen.

Der obere Kieselkalk besteht am N-Säntis aus feinsandigen, feinkörnigen Echinodermenkalken, welche häufig Silexlagen und Silexknauer führen.

Die Echinodermenbreccie des Kieselkalkes ist im nördlichen Säntisgebirge mit ca. 4 m vertreten. Sie zeichnet sich durch ihre grobspätiige Ausbildung sowie durch ihren Gehalt an grossen Glaukonitkörnern (0,5 mm) aus.

Gegen SE wird die Kieselkalkfazies allmählich schiefriger, so namentlich der untere Kieselkalk (siehe Profil Altmannsattel, Fig. 5).

Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie fehlt im südlichen Alpstein, und die hangenden Altmannschichten transgredieren von Ort zu Ort auf den verschiedensten Niveaus des oberen Kieselkalkes.

5. Altmannschichten

A. ESCHER VON DER LINTH (1878) beschrieb zum ersten Male das steilstehende Unterkreideprofil N vom Altmann (vgl. Fig. 6). Er fand dabei fossilführende, teilweise glaukonitische Schichten zwischen Kieselkalk und Drusbergsschichten. ESCHER erwähnt in erster Linie die Criocerasschichten, einen Fossilkonzentrationshorizont, aus welchem er ein reiches Fossilmaterial gesammelt hat. Seine dazugehörige Profilskizze zeigt, dass diese Criocerasschicht direkt unter den «Knollenkalke des Neocom» – den heutigen Drusbergsschichten – liegt und durch Rhynchonellen und Fischzähne führende «Knollenkalke und Schiefer» vom eigentlichen Kieselkalk getrennt ist.

F. J. KAUFMANN (1867) hat erstmals die Bezeichnung Altmannschichten für die glaukonitreichen Grenzsichten zwischen Hauterivian-Kieselkalk und Drusbergsschichten in die Literatur eingeführt.

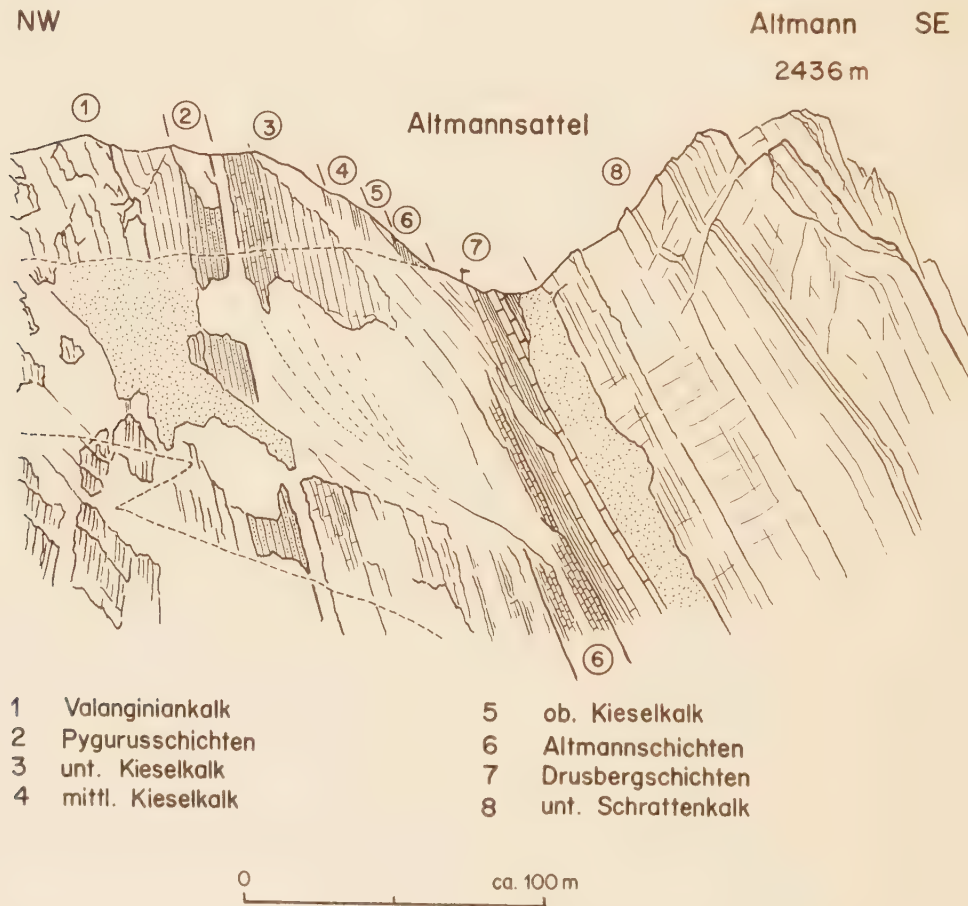


Fig. 6: Das geologische Profil am Altmannsattel.

Eine Überprüfung der Typuslokalität der Altmannschichten am Altmannsattel hat gezeigt, dass zwischen den Altmannschichten und dem unterliegenden Kieselkalk lokal ein tektonischer Kontakt besteht und dadurch einzelne mergelschiefrige Basisschichtglieder der Altmannschichten ausgequetscht worden

sind. Aus östlicher Richtung, z. B. vom Pkt. 2162 aus, gewinnt man einen schönen Überblick auf das gesamte Profil am Altmannsattel. Man vermag auch deutlich die kleine tektonische Diskordanz zwischen Altmannschichten und Kieselkalk erkennen. Weiter gegen E scheinen die Altmannschichten dann wieder vollständig ausgebildet zu sein.

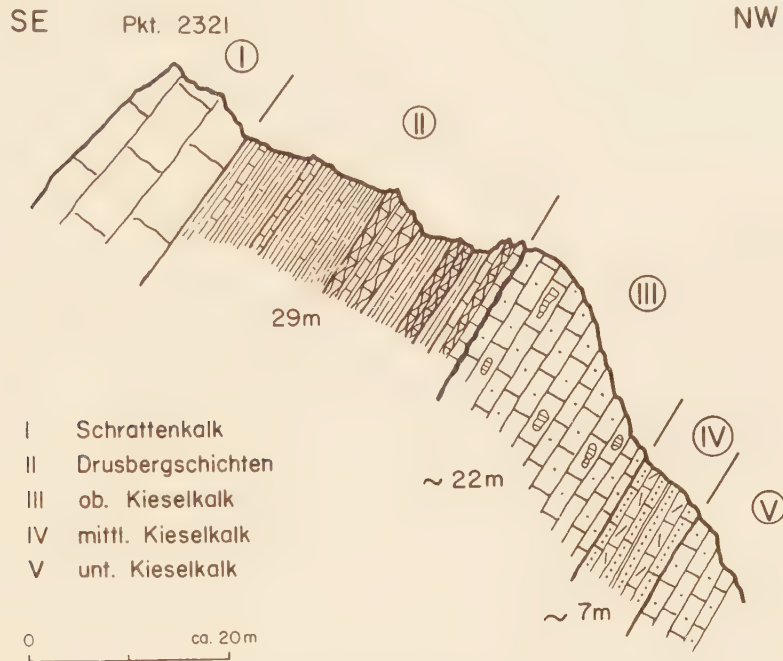


Fig. 7: Profilskizze der Drusbergsschichten und des Kieselkalkes am Nädli.

Völlig unerwartet ist das plötzliche, vollständige Auskeilen der Altmannschichten am Nädli, ca. 500 m W des Altmannsattels (siehe Fig. 7).

Hier findet sich zwischen den Drusbergsschichten und dem Kieselkalk einzig ein schwach ausgebildeter Glaukonithorizont, ein klägliches Überrest der 15 m mächtigen Altmannschichten der Typuslokalität. Im gesamten nordwestlichen Gebiet des Wildhuser-Schafberges fehlen die Altmannschichten. Die Gründe für dieses plötzliche Ausbleiben kennen wir nicht.

Fig. 6 zeigt das Profil der Typuslokalität am Altmannsattel, beginnend im NW mit dem Valanginianerkalk als Kern der Altmann-Antiklinale. Das Profil ist längs dem Weg zum Altmannsattel durchgehend sehr schön aufgeschlossen.



Fig. 8: Das Anwitterungsprofil der Drusbergsschichten am Altmannsattel.

Das Profil am Altmannsattel (Fig. 6 und 9)

(Koordinaten: 746.250/233.925/2368)

Drusbergsschichten (33 m)

Altmannsschichten (13 m), siehe Fig. 9

- (7) 0,3 m hellgrau-braun anwitternde, organogene Kalkbank, mit vereinzelt Glaukonitkörnern. Diese Kalkbank enthält massenhaft Kieselschwämme der Ordnung *Dictyida*, welche vielfach auf der Anwitterungsfläche deutlich herauspräpariert sind. Es konnten vor allem die lagig ausgebreiteten *Porospongiidae* gefunden werden.
- DS: Bryozoenreste, z. T. inkrustiert von Glaukonit. Die Kieselskelette der Spongien liegen in einer kalkigen Grundmasse. Nebst Glaukonit- auch vereinzelte Quarzkörner.
- (6) 0,3 m stark glaukonitführender, z. T. leicht schiefriger Mergelkalk mit vielen Belemniten [*Hastites pistilliformis* (BLAINV.)].
- DS: 40–50% Glaukonitkörner (bis zu 0,5 mm), 2–5% Quarz, wenig gerundet (bis 0,2 mm). Vereinzelt treten auch Bryozoenfragmente in der dichten Kalkgrundmasse auf.
- (5) 0,3 m Fossilkonsolidationshorizont der Altmannsschichten mit mannigfaltiger Fauna: Cephalopoden, Seeigel, Exogyren, andere Lamellibranchier (eher selten).
- DS: Dichte kalkige Grundmasse mit: 5–10% Glaukonit (bis 0,6 mm), ca. 1% detritischer Quarz, Foraminiferenbruchstücke, Skelettreste von Spongien.
- (4) 5,5 m hellgraue bis gelbliche, feinkörnige bis dichte Mergelkalke, griffelig brechend und etwas schiefrig, jedoch ohne Mergelzwischenlagen. Steril. Frisch dunkelblaugrau. Die Mergelkalke zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit den Drusbergsschichten.
- DS: Sehr feinkörniger Kalk, mässig Quarz führend, Glaukonitkörner selten. Öfters Textulariden und feine Schalenbruchstücke.
- (3) 2,5 m groborganogene, gelb-bräunlich anwitternde, schiefrige Kalke. Vereinzelt grosse Glaukonitkörner. Enthalten: Kieselschwämme (viel), Korallen (vereinzelt), Stielglieder von Seelilien, Seeigel, Bryozoen, Brachiopoden (auffallend viel), Lamellibranchier (vereinzelt, vor allem Pectiniden).
- Übergang zu:
- (2) 2,5 m knollige Schichten vom gleichen lithologischen Habitus.
- DS: An einer Stelle konnte im Dünnschliff aufgearbeitetes und eingeschwemmtes Material festgestellt werden.
- (1) 1,5 m Hohlkehle auf der E-Seite vom Altmannsattel mit gelblich anwitternden, schiefrigen Kalkmergeln. Vereinzelt Quarz- und Glaukonitkörner (tektonisch reduziert).

Kieselkalk (59,5 m), siehe Fig. 5

6,0 m Oberer Kieselkalk:

Feinspätiger, graubeige anwitternder Sandkalk mit vereinzelt Silexkonkretionen. Es besteht die Möglichkeit, dass der obere Kieselkalk in diesem Profil tektonisch reduziert ist.

8,5 m Mittlerer Kieselkalk:

5,0 m bräunlich anwitternder, stark glaukonitischer Sandkalk mit Kieselkonkretionen. Gegen oben feinkörniger werdend, mit verrosteten Markasitkonkretionen und Glaukonit.

3,5 m rostig anwitternder, grobspätiger, glaukonitischer Kalk mit zahlreichen Fossiltrümmern, kleine Pectiniden. Gegen oben grobkörniger.

45,0 m Unterer Kieselkalk:

10,0 m Silex-Kieselkalk: etwas bräunlich anwitternder, sandiger Kieselkalk, deutlich gebankt, mit kleinen knorrigten Silexkonkretionen, gegen oben zunehmend spätiger werdend, vereinzelt Belemniten.

11,0 m Kieselkalk ohne Silexkonkretionen: Gebankter feinkörniger Sandkalk mit einigen schiefrigen Einlagerungen.

0,1 m Rinne, mergelig-schiefrige Zwischenlage.

12,5 m gegen oben allmählich dickbankig werdender Kieselkalk mit mergelig-schiefrigen Schichtfugen, deutliche Rippe bildend.

11,5 m feinkörnig-kieselige Sandkalke, wechsellagernd mit Lagen von Kieselkalkschiefern. Im unteren Teil Zunahme der Kieselkalkschiefer (2,5 m breites Rasenband).

Gemsmätlischicht:

glaukonitisch-phosphoritische Kondensationsfläche.

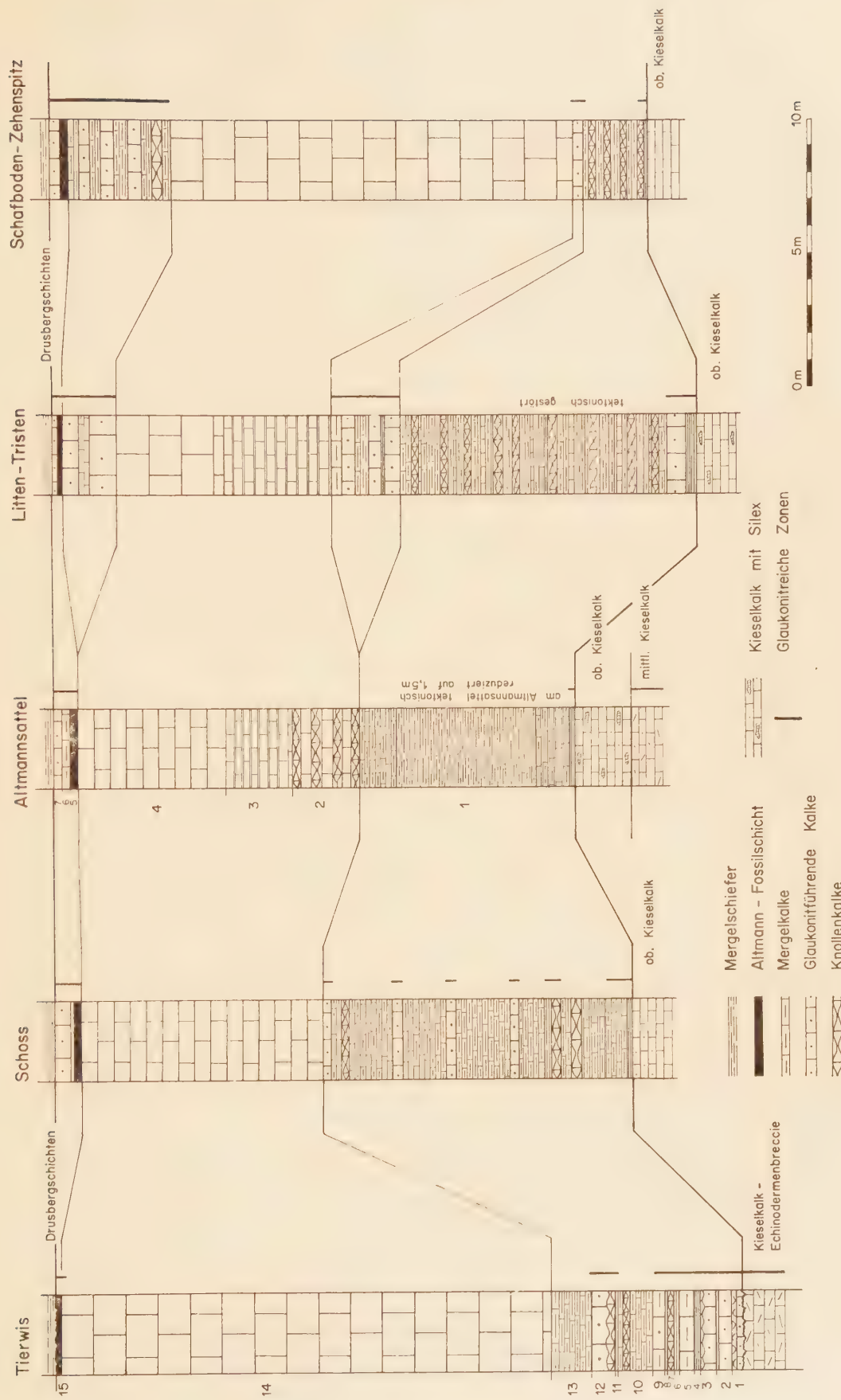


Fig. 9: Fünf stratigraphische Profile durch die Altmannschichten im Alpstein.

Pygurus-schichten (13 m)

- 4,0 m gelbbraunlich anwitternder Sandkalk mit groben Quarzkörnern, Fossiltrümmer stark zurücktretend.
- 3,0 m gelblich anwitternder Calcarenit mit Sandlagen und unregelmässigen, lagenartigen Silexknollen.
- 3,0 m gelblich anwitternder Sandkalk mit Nestern von Quarzkörnern, vereinzelte Serpeln, kleine und grosse Belemniten, kleine Austern, *Janira atava* (Lmk.) und zahlreiche Fragmente von *Pygurus rostratus* Ag. lagenweise eigentliche Fossilpflaster bildend. Gegen oben stellen sich limonitische, häufig herausgewitterte Konkretionen ein.
- 1,0 m feiner Calcarenit mit Serpeln und kleinen Terebrateln, mit hellanwitternden, unregelmässigen, meist lagenartigen Silexknollen.

Es folgt feinspätig-hellgrauer oberer Valanginiankalk.

Profil durch die Altmannschichten von Tierwis (vgl. Fig. 9)¹⁾

Dieses Profil ist charakteristisch für die Altmannschichten im gesamten nördlichen Säntisgebirge. Als besonderes Merkmal zeigen sich ausserordentlich glaukonitreiche Basisschichten, welche direkt der Kieselkalk-Echinodermenbreccie aufliegen. Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung von dunkelgrünen glaukonitischen Mergeln bis Mergelkalken mit glaukonitführenden Kalkbänken.

Gegen oben nimmt der Glaukonitgehalt zusehends ab und das Profil schliesst mit der 15–20 m mächtigen Abfolge eines massigen, feinsandigen Kalkes, in dessen Dach die dünne glaukonitführende Fossilschicht mit Belemniten und Austern sich findet. Dieser massige, feinsandige Kalk ist in seiner Ausbildung fast vollkommen identisch mit dem oberen Kieselkalk.



Fig. 10: Skizze der Altmannschichten bei Tierwis (detailliertes stratigraphisches Profil siehe Fig. 9).

¹⁾ ARN. HEIM (1916, S. 396) beschreibt dasselbe Profil bei Tierwis. Die Frage, ob die kompakte, ca. 15–20 m mächtige, feinsandige Kalkbank bereits zu den Drusberg-schichten zu zählen sei, lässt HEIM noch offen. Nach unserer Ansicht gehören sie mit Sicherheit zu den Altmannschichten, denn in ihrem Dach findet sich der glaukonitführende Fossilhorizont, welcher ohne Zweifel mit der Fossilschicht der Typuslokalität am Altmannsattel zu parallelisieren ist.

Drusbergsschichten

An der Basis 0,9 m Mergelschiefer.

Altmannsschichten (28 m), siehe Fig. 9

- (15) 1–2 m hellgrauer, feinkörniger Kalk mit knorriger Oberfläche. Verrosteter Fossilkonsolidationshorizont (glaukonitführend) mit Belemniten und grossen Exogyren (Fossilkonsolidationshorizont der Altmannsschichten).
- (14) 15–20 m hellgelb anwitternder, feinsandiger Kalk mit Sandschlieren. Im oberen Teil etwas fein verteilter Glaukonit.
- (13) 1–2 m schiefriger, feinsandiger, mergeliger Kalk, ohne Glaukonit.
- (12) 0,9 m gelbbraune, glaukonitführende Kalkbank, feinsandig, gegen oben heller werdend und an Glaukonit abnehmend. Basis knollig ausgebildet, rostig anwitternd und Seeigel, Exogyren, Belemniten und *Cymatoceras neo-comiensis* (D'ORB.) führend.
- (11) 0,05 m glaukonitische Mergel.
- (10) 1–1,5 m dünnsschichtige Kalkmergel, schmutzig gelbbraun anwitternd, gegen oben Einschaltungen von hellen kalkigen Knollen (50 cm). Sandige Schlieren. Wenig Glaukonit.
- (9) 0,5 m leicht sandige, mergelige Kalkbank mit Glaukonitkörnern. Oberfläche mit verrosteten Konkretionen. Im Bruch dunkelgrau-blau.
- (8) 0,02 m bröckelige, glaukonitische Kalkmergel.
- (7) 0,2 m Knollenkalkbank, Knollen hellgrau bis gelblich anwitternd, relativ glaukonitarm. Die Knollen lagern in einer glaukonitreichen, sandigen Kalkmatrix.
- (6) 0,15 m stark glaukonitführende bröckelige Mergelkalke. Ammoniten und Belemniten führend. 1 Exemplar einer *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.).
- (5) 0,6 m Mergelkalke mit rostigen, fossilähnlichen Schlieren auf den Schichtflächen.
- (4) 0,2 m extrem glaukonitführende Kalkmergel, dunkelgrau bis schwarz. Teilweise verrostete Oberfläche. Cephalopoden, Exogyren (wie 8).
- (3) 0,6 m dunkelgraue bis gelbbraune, dichte, leicht sandige Kalkbank mit Glaukonitschlieren (besonders oben). Im Dach knollige Ausbildung.
- (2) 0,5 m leicht sandige Kalkbank, wenig Glaukonit. Im Dach einige cm glaukonitführende, mergelig-schiefrige Kalke mit fossilähnlichen Schlieren auf der Schichtoberfläche. Gelbbraune Anwitterung, im Bruch dunkelgrau.
- (1) 0,4 m im Bruch dunkelblauer, gelblichbraun anwitternder, mittelkörniger, glaukonitführender Spatkalk. Auf der Oberfläche viele Exogyren. Knollig-knorrige Konsolidationsfläche (?) mit verrosteten Konkretionen und sandigen Glaukonitschlieren auf der Echinodermenbreccie des Kieselkalkes.

Kieselkalk, siehe Fig. 5

- 3–4 m Kieselkalk-Echinodermenbreccie mit Glaukonitschlieren. Mergelfuge.
- 15 m oberer Kieselkalk mit Silexkonkretionen. «Sentisianusbank».
- 5–10 m mittlerer Kieselkalk.
- ca. 30 m unterer Kieselkalk.

Das von ARN. HEIM (1916, S. 396) beschriebene Profil von Kobel am Seealpsee muss dahin korrigiert werden, dass seine als Drusbergsschichten bezeichneten, feinsandigen, schiefrigen, grauen Kalke noch zu den Altmannsschichten gestellt werden müssen. Die Ausbildung der Altmannsschichten von Kobel ist somit bis in die Details identisch mit dem Tierwisprofil; auch die liegende Kieselkalk-Echinodermenbreccie zeigt dieselbe Mächtigkeit und lithologische Ausbildung.

Das Altmannsschichtprofil von Schoss (S vom Lisengrat, Fig. 9 und 36) nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen den Profilen des nördlichen und denjenigen des südlichen Säntisgebirges ein. Wir finden hier wiederum die feinsandigen bis feinspätigen Kalke im oberen Teil der Altmannsschichten, allerdings etwas weniger mächtig als im Profil von Tierwis und bereits in einer etwas schiefrigen Fazies ausgebildet.

Ein Vergleich mit dem Profil der Typuslokalität am Altmannsattel zeigt andererseits Übereinstimmung in der Ausbildung des Fossilkonsolidationshorizontes im Dach der Altmannsschichten.

Auch das Profil von Litten (W Chreialp) im Südschenkel der Zehenspitz-Antiklinale sowie das Profil N des Zehenspitzes (beim Schafboden) zeigen im grossen und ganzen dieselbe Ausbildung wie das Profil der Typuslokalität am Altmannsattel. Ein wesentlicher Unterschied zeigt sich einzig im unsteten Auftreten der Glaukonitbänke.

Glaukonit findet sich in geringen Mengen in jedem Schichtglied der Altmansschichten. Einzelne Horizonte zeigen in manchen Fällen eine ausserordentlich starke Glaukonitanreicherung, so beispielsweise die Basisschichten im Profil der Tierwis. Die Untersuchungen haben ergeben, dass die glaukonitreichen Horizonte der verschiedenen Profile nicht miteinander parallelisiert werden dürfen. Am Nordsäntis sind es die basalen Schichten, welche ausserordentlich reich an Glaukonit sind. In den südlicheren Gebieten des Säntisgebirges hingegen befinden sich die glaukonitreichen Lagen eher im mittleren und im oberen Teil der Altmansschichten. Im übrigen jedoch lassen sich die Profile des Nordsäntis gut mit denjenigen des Südsäntis vergleichen.

In bezug auf das Alter hat sich durch den Fund einer *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) im unteren Teil des Tierwisprofils gezeigt, dass die gesamten Altmansschichten ins untere Barremian zu stellen sind.

Die klassische Barremianfauna entstammt dem Fossilkondensationshorizont im Dach der Altmansschichten. Im Säntisgebirge wurden von A. ESCHER VON DER LINTH die folgenden wichtigen Fossilien gesammelt:

Holcodiscus caillaudi (D'ORB.)
Holcodiscus perez (D'ORB.)
Desmoceras difficile (D'ORB.)
Leopoldia leopoldi (D'ORB.)
Cymatoceras neocomiensis (D'ORB.)
Hastites pistilliformis (BLAINV.)

6. Drusbergsschichten und Schrattenkalk

Die Drusbergsschichten und der Schrattenkalk des Säntisgebirges sind soeben vom Zürcher Institut aus durch O. LIENERT (1965) einer stratigraphischen und mikropaläontologischen Bearbeitung unterzogen worden.

Im nördlichen Säntisgebirge (Fig. 17, 18, 19, 20) lässt sich der bis 150 m mächtige Schrattenkalk in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt gliedern. Der untere Schrattenkalk weist eine massige Ausbildung auf; der mittlere Schrattenkalk wittert zufolge seines grösseren Anteiles an Mergelzwischenlagen im gesamten Profil deutlich zurück, währenddem der obere Schrattenkalk dünngebankt ist und keine Mergellagen mehr zeigt.

Im Gegensatz dazu kann der Schrattenkalk im südlichsten Säntisgebirge nurmehr in einen unteren (massigen) und einen oberen (dünngebankten) Abschnitt aufgeteilt werden.

7. Mittlere Kreide («Gault»)

Die glaukonitreiche mittlere Kreide ist meistens als deutliches Rasenband zwischen den hellanwitternden Seewer- und Schrattenkalen erkennbar. Ihre Mächtigkeit beträgt am Nordsäntis nur ca. 5 m, im südlichen Alpstein hingegen bis zu ca. 30 m.

Da keine Detailuntersuchungen der mittleren Kreide durchgeführt wurden, sei auf die eingehenden Arbeiten von E. GANZ (1912), ARN. HEIM (1934), H. J. FICHTER (1933), R. HERB (1962), verwiesen.

8. Obere Kreide

(Seewerkalk, Seewerschiefer, Amdenerschichten)

Die dünngeschichteten, dichten, mit schwarzen Tonhäuten durchsetzten Seewerkalke (Cenomanian bis Coniacian) stellen im Alpstein das typische Schichtglied der Synklinalen dar. Als jüngste Sedimente treten daselbst oftmals noch Seewerschiefer und in einigen Fällen auch Amdenerschichten auf.

So wurde vor kurzem von R. HERB (1963) ein Vorkommen von Amdenerschichten am Schrennenweg, im mittleren Säntisgebirge, beschrieben.

Anhand von geschlammten Proben liessen sich noch weitere Vorkommen von Amdenerschichten nachweisen, so an der Chamthalde im Kern von M Ic, beim Spitzbergli (M Ia) und bei der Schnürweid im Kern der Mutschen-Synklinale.

9. Stratigraphie der subalpinen Randflysch-Zone

Die Neukartierung der subalpinen Randflysch-Zone zwischen Stein i. Togg. und der Schwägalp ergab keine wesentlichen Neuigkeiten. Leider ist diese Zone, wie es für solche Gebiete allgemein typisch ist, auf weiten Strecken mangelhaft aufgeschlossen. Einerseits zeigen die weichen Globigerinenmergel, welche den Hauptanteil dieser Zone bilden, tiefgründige Verwitterung und Neigung zu ausgedehnten Rutschungen; andererseits ist das Gebiet am Nordabsturz der Kreideketten des Alpsteins auf weiten Strecken von Gehängeschutt, Bergsturz- und Moränenmaterial überdeckt. Hingegen finden sich zwischen Risipass und Thurschlucht schöne Aufschlüsse am Überschiebungskontakt der Säntis-Decke mit der subalpinen Randflysch-Zone (siehe Fig. 15).

R. HERB (1962) hat in umfassender und sehr klarer Weise die Flyschbildungen im Gebiet W der Thur untersucht. In seiner Arbeit gibt der Autor eingehende lithologische und mikropaläontologische Beschreibungen über Globigerinenmergel, Wildflysch und Nummulitenschichten, die Schichten, welche am Aufbau der subalpinen Randflysch-Zone teilhaben.

Das einzige sozusagen durchgehend aufgeschlossene Profil zwischen Helvetikum und subalpiner Molasse unseres Untersuchungsgebietes befindet sich am Risipass.

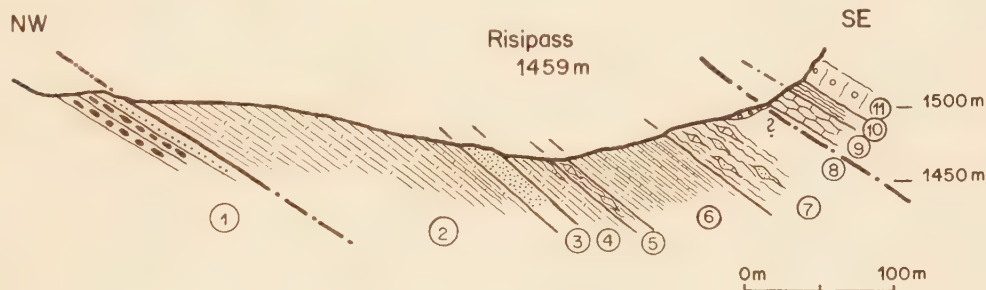


Fig. 11: Das Profil am Risipass.

1. Subalpine Molasse mit Nagelfluh und Sandsteinlagen.
2. Graue, kalkige Globigerinenmergel.
3. Glaukonitführende, z.T. sehr grobkörnige Quarzitbank, riffartig eingeschaltet zwischen Globigerinenmergeln.
4. Globigerinenmergel; am Passübergang ist eine kleine Grünsandlage eingeschaltet.
5. Eingeschuppte Wildflyschlinse.
6. Graugelbe, feinsiltige, weiche Globigerinenmergel; z.T. fleckig.
7. Wildflysch mit kristallinen Komponenten, Quarziten, Leimernkalken und glimmerführenden Flyschsandsteinen.
8. Überschiebungszone, durch Moränenablagerungen verdeckte Globigerinenmergel (?).
9. Tektonisierter Seewerkalk.
10. Tektonisch gequetschte, bräunlichschwarze Mergelschiefer (Valanginianmergel ?).
11. Öhrlikalk.

Im Vergleich zur Ausbildung der subalpinen Randflysch-Zone zwischen Häderenberg und Goggeien W der Thur zeigen sich im Profil Risipass keine nennenswerten Änderungen. Nebst den gelblichen Globigerinenmergeln (Fig. 11, Nr. 6) treten vor allem auch solche von grauem, kalkigem Habitus (Nr. 2) auf. Dieselbe Zerteilung der Globigerinenmergel konnte R. HERB (mündl. Mitteilung) zwischen Stock, Gulmen und dem oberen Dürrenbachgebiet feststellen (siehe R. HERB 1962, S. 97). Auch die durchgeführten Schlammproben ergaben in bezug auf die Mikrofauna übereinstimmende Resultate.

10. Quartär

Die pleistocänen Ablagerungen des Säntisgebirges waren schon mehrmals Objekt eingehender Untersuchungen. So erschien bereits im Jahre 1871 eine Arbeit von A. GUTZWILLER über die Verbreitung des Säntisgletschers zur Eiszeit. Auch ALB. und ARN. HEIM haben sich ernsthaft mit der Oberflächengestaltung des Alpsteins beschäftigt (in: «Das Säntisgebirge», 1905; ALB. HEIM S. 268–310, ARN. HEIM S. 509–515). Eine umfassende Publikation erschien sodann 1922 von W. TAPPOLET unter dem Titel: «Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges». Eine weitere Dissertation, welche wiederum die Geomorphologie des Säntisgebirges zum Gegenstand hat, stammt von H. LÜTHY (1938). E. MAURER (1952) befasst sich in ihrer Diplomarbeit mit der Talgeschichte des obersten Toggenburgs und kommt dabei vor allem auf die Morphologie sowie die Probleme der verschiedenen Vereisungen im südwestlichen Säntisgebirge zu sprechen.

Am Nordrand der Säntisketten, im Gebiet zwischen Stein i. Togg. und der Schwägalp, finden sich mannigfaltige und interessante Probleme der Quartärgeologie. Es ist nicht verwunderlich, dass die Ansichten über Herkunft und Entstehung der ausgedehnten Schuttanhäufungen dieses Gebietes manchmal diametral auseinandergehen. Man sieht sich beim Anblick dieser Schuttmassen immer wieder vor dieselben schwierigen Fragen gestellt: Handelt es sich um Bergsturzmaterial oder Moränenablagerungen, um Blockstrom-, Gletscher- oder Lawinenmoränenwälle? Die Lösung dieser Fragen ist gar nicht einfach, denn als erschwerender Umstand tritt die Tatsache hinzu, dass beispielsweise die Wallmoränen – abgesehen von der an ihrer Westseite über 200 m mächtigen Chamuhaldemoräne – in ihrer Grösse meistens sehr bescheiden und daher in den ausgedehnten Blockschuttmassen nicht immer auf Anhieb zu erkennen sind.

Ein prägnantes Beispiel für das Studium solcher morphologischer Formen findet sich im Einzugsgebiet des Luterngletschers zwischen Lutertannen und Säntisalp. Diese Gegend ist erfüllt von einem einzigen Feld von grobem Blockschutt, scheinbar ohne irgendwelche Regelung nach der Grösse. Man ist zunächst geneigt, hier einen einmaligen grossen Bergsturz aus der Nische zwischen Stöllen und Gamschopf anzunehmen, der sich auf die Säntisalp ergossen hat und anschliessend als Trümmerstrom über die Molasseschwelle zwischen Bumoos und Dunkelboden in das Tal der Lutern geflossen ist. Diese Ansicht vertrat denn auch ALB. HEIM (1905, S. 295/296). Er spricht von einem alten Säntisalpbergsturz, einem Felssturz mit Trümmerstrom. TAPPOLET (1922, S. 22/23) glaubt ebenfalls an grosse Bergsturmassen, will diese jedoch auf das Gebiet zwischen Bumoos, Unteres Hohfeld und Oberes Schottenloch beschränkt wissen. Die tieferliegenden Schuttmassen zwischen Hüttenwald, Letz und Lutertannen betrachtet er als reine Moränenablagerungen. Ich teile im wesentlichen die Ansichten von TAPPOLET. Die detaillierte Kartierung ergab denn auch verschiedene eindeutige Seiten- und Stirnmoänen.

Es ist anzunehmen, dass die grossen Bergsturmassen nach dem Hochstand der Gletscher (wahrscheinlich nach dem Würmmaximum), infolge einer Entlastung der Bergflanken durch das abschmelzende Eis, aus der Nische am Gamschopf losbrechen konnten. Die Schuttmassen stürzten auf das Gletschereis und wurden anschliessend durch das fliessende Eis über die Molasseschwelle von Bumoos in die Gegend von Hüttenwald transportiert. Am Eisrand wurden verschiedene Seitenmoänen abgelagert und auch an der Gletscherzunge kam es zur mehrmaligen Bildung von Stirnmoänen, welche heute noch zwischen Lutertannen und Dunkelboden zu finden sind. Jeder länger andauernde Stillstand im Rückzug des Gletschers führte zur Bildung einer kleinen Endmoräne.

Herr Prof. R. TRÜMPY (mündl. Mitteilung) wies darauf hin, dass für solche Schuttmassen, wie wir sie hier am Nordrand des Säntisgebirges finden, nicht unbedingt «fliessendes» Gletschereis als einzig mögliches Transportmedium nötig sei, sondern dass sterbende Firnflecken, ja sogar Permafrostboden im aperen Untergrund durchaus genüge, um eine solche Sturzmasse ins Fliessen zu bringen. Dabei könnten auch ohne weiteres Stauchwülste entstehen, welche von echten Moränenwällen kaum zu unterscheiden wären.

Von besonderem Interesse sind die völlig schuttfreien «Inseln» zwischen Bumoos und Unterem Hohfeld sowie zwischen Gruen und Neuhüttli. Die blockfreien, versumpften Ebenen mitten in den riesigen Schuttmassen betrachtete ALB. HEIM (1905, S. 296) als Bachalluvionen, «in einem vertieften Teil des Trümmerstromes gebildet». Dies scheint schon allein deshalb nicht zutreffend zu sein, weil in diesen blockfreien Abschnitten gar keine Alluvionen, sondern tiefgründig verwiterte Globigerinenmergel der subalpinen Rand-

flysch-Zone zu finden sind. Viel näherliegend hingegen ist die Annahme von relativ kleinen Toteismassen, welche stets auf den flachliegenden Gebieten am Rand des fliessenden Gletschereises zurückgeblieben sind und somit gewisse Regionen vor einer Überdeckung mit Bergsturzschutt verschont haben.

Bei den umfangreichen Trümmermassen zwischen Schottenloch, Unter Hohfeld und Bumöos dürfte es sich um das Material eines späten Nachsturzes aus der Nische oberhalb Blackentolen, direkt N Pkt. 1986,6 handeln. Dass auch heute noch eine gewisse Gefahr zu einem Bergsturz in dieser Gegend besteht, hat die genaue Kartierung der Nordflanke des Schwarzhopfes erbracht: Eine umfangreiche Sackungsmasse klebt noch immer am NW-Abhang des Schwarzhopfes (der Weg von Ober Hohfeld nach der Lauchwis führt bei Pkt. 1609 über diese Sackung). Die Schichtreihe der Sackungsmasse ist vollständig entwickelt und ein Vergleich mit den entsprechenden anstehenden Schichten am Gamschopf zeigt uns, dass die Sackungsmasse auf ihrer Unterlage bereits ca. 30–50 m abgeglitten ist.

Bereits TAPPOLET (1922, S. 23) weist auf die prachtvoll ausgebildeten kleinen Moränenwälle von Schlipf sowie von Ober Hohfeld hin. Er erwähnt ebenfalls die gelegentlich am Fuss der grossen Schuttkegel auftretenden Lawinenmoränen, welche in vielen Fällen nur sehr schwer von den kleinen Endmoränen ehemaliger Hängegletscher zu unterscheiden sind.

Der Typus oben beschriebener Quartärablagerungen der Säntisalp ist charakteristisch für den gesamten Nordrand des Säntisgebirges. Immer wieder trifft man analoge Verhältnisse; immer wieder finden wir die enge Verknüpfung von Bergsturz- und Moränenformen, wobei eine genaue Abgrenzung von reinen Bergsturmassen zu den eistransportierten Schuttmassen vielfach äusserst schwierig ist. Das Auftreten von Toteismassen scheint auch für andere Gebiete zutreffend zu sein.

Nahezu identisch zur Säntisalp sind vor allem die morphologischen Erscheinungen in der Schwägälp, d. h. im Einzugsgebiet des Tosbaches. TAPPOLET (S. 25–28) schildert die dortigen Verhältnisse sehr genau; er glaubt auf Grund seiner detaillierten Untersuchungen, dass sich hier Obermoränenablagerungen gemischt mit Bergsturzablagerungen finden. Wie im Luterntal, so lassen sich auch im oberen Teil des Tosbachtales eindeutige Moränenwälle feststellen.

Etwas andersartige Verhältnisse liegen zwischen Stein und Risipass vor. ARN. HEIM (S. 512) beschreibt grosse Bergsturmassen auf der Nesselfeldalp, welche aus der Flanke des Schindelenberges stammen sollen. Er glaubt an mehrmalige Abstürze. TAPPOLET hingegen ist der Ansicht, dass nur untergeordnet Bergsturmateriale diese fragliche Gegend bedeckt.

Wir kommen insofern zu einer etwas abweichenden Interpretation, als wir feststellen konnten, dass im kleinen Trockental, welches oberhalb Muggenboden durch den Wald in Richtung Ahorn führt, steilstehende, stratigraphisch zusammenhängende Unterkreideschichten aufgeschlossen sind. Diesen ruhig gelagerten Unterkreideschichten muss eine reine Bergsturnatur entschieden abgesprochen werden. Wir glauben dabei viel eher an eine grosse Sackungsmasse aus der Flanke des Schindelenberges, welche allerdings infolge mangelhafter Aufschlussverhältnisse nicht mehr scharf zu umgrenzen ist. Diese Sackungsmasse wurde später noch durch relativ unbedeutendes Bergsturz- und Moränenmaterial überdeckt.

Die pleistocänen Ablagerungen des Gräppelentales wurden ebenfalls schon mehrmals untersucht (HEIM, TAPPOLET, MAURER). Das gesamte Gräppelental ist von Moränenablagerungen eines Rheingletscherarmes mit seinen typischen Erratikern (Gneise, Granite, Flyschgesteine, Nummulitenkalke usw.) und von Lokalmoränenschutt aus den Kar-Nischen von Tal, Hinterhorn-Windenpass, Obertal-Seewis, Mutteli-Schwarzhopf, Schrenit-Gamschopf erfüllt.

Ein besonderes Problem stellen die grossen Schuttanhäufungen zwischen Hinter und Vorder Gräppelen dar. Man steht hier vor einer scheinbar typischen Bergsturzlandschaft mit ihren hügeligen Formen. ALB. HEIM war von der Bergsturnatur dieser Ablagerungen überzeugt und hat diese Gegend auch als solche kartiert. Ganz anderer Meinung hingegen war RUTISHAUSER (1920), der die zerquetschten und vielfach brecciösen, jedoch auf weiten Strecken noch in normalem stratigraphischem Verband liegenden Gesteinsschichten auskartiert und anschliessend ein Querprofil (Taf. I, Prof. 3) konstruiert hat. Auch wir haben das ganze Gebiet im Detail neu auskartiert, wobei die Tatsache der im stratigraphischen Verband liegenden Kreideschichten im wesentlichen bestätigt werden konnte. Allerdings treten auch verschiedene völlig anormale stratigraphische Kontakte auf.

Interessanterweise befinden sich die untersten Kreideschichten (Öhrlikalk, Valanginiankalke, Valanginianmergel) an der tiefsten Stelle des «Bergsturzes» bei Riet. Der Gupf (Pkt. 1378,0) besteht fast ausschliesslich aus stark brecciösen Seewerkalken, welche E Riet direkt diskordant den erwähnten Unterkreideschichten aufliegen. Die Seewerkalke von Gupf sind an ihrer westlichen Seite teilweise von einer dünnen Moränendecke überlagert.

Die N an den Gupf anschliessenden Gesteinsmassen von Fogboden zeigen eine überaus mannigfaltige Ausbildung. So finden sich einerseits ungestörte, steil nach SW einfallende Schichten in normalem stratigraphischem Verband, andererseits jedoch durch und durch calcitisierte Gesteinspartien. Dieser Calcit in Form von verästelten Adern ist zweifelsohne sekundär entstanden.

Im Abschnitt Fogboden treten die typischen Bergsturzbreccien, wie sie am Gupf anstehen, praktisch vollständig zurück. Interessant und aufschlussreich ist ein Vergleich der Seewerkalke von Fogboden und Gupf. Am letzteren Ort finden sich reine Seewerkalkbreccien mit eckigen Komponenten in einem mittelkörnigen, zementartigen Bindemittel.

Demgegenüber sind die Seewerkalke im nördlichen Teil der Gesteinsmasse von Fogboden als eigentlich metamorph anzusprechen, indem sie durchgehend flaserig calcitisiert und intensiv verfälscht sind. Eine starke tektonische Beanspruchung ist hier unverkennbar. Diese Seewerkalke weisen denselben Habitus auf wie die stark gequetschten Seewerkalklinsen an der Überschiebung der Säntis-Decke auf die subalpine Randflysch-Zone (z. B. am Risipass). Wie oben erwähnt betrifft dies die Seewerkalke, welche die nördliche Begrenzung zum oolithischen Öhrlikalk an der SW-Flanke des Lütispitzes bilden. Dieser Kontakt ist ausserordentlich scharf ausgebildet und morphologisch durch eine Rinne gekennzeichnet. Am Kontakt ist der Seewerkalk auf einige Meter Mächtigkeit zu einem vollständigen Grus umgewandelt worden. Darüber folgt dann der beschriebene flaserig calcitisierte und verfälschte Seewerkalk.

Die Existenz einer solch heterogenen Gesteinsmasse inmitten des Gräppelentales stellt uns vor schwierige Fragen. An einen reinen Bergsturz, wie er von ALB. HEIM postuliert wurde, können wir mit gutem Gewissen nicht mehr glauben, mit Ausnahme der Breccienmasse des Gupf, welche eine echte Bergsturnatur aufweist. Auch die Annahme einer umfangreichen Sackungsmasse, woran wir lange Zeit geglaubt haben, lässt sich in Anbetracht der offensichtlich tektonischen Beanspruchung gewisser Abschnitte nicht mehr aufrechterhalten.

Herr Prof. TRÜMPY hat den Gedanken geäußert, dass diese umstrittene Gesteinsmasse einen kläglichen Überrest des bei Gamplüt abgebrochenen Wildhuser-Schafberges darstellen könnte, womit gleichzeitig auch das Problem des Wildhuser-Schafberges seine überraschende Lösung finden würde. So willkommen uns dies wäre, gibt es doch unzweifelhafte Tatsachen, welche dagegen sprechen. Die Fazies innerhalb der fraglichen Gesteinsmasse des Gräppelentales stimmt in auffallender Weise mit derjenigen am Lütispitz überein, beispielsweise der noch geringmächtige Gault und vor allen Dingen der Schrattenkalk mit seinen für dieses Gebiet sehr charakteristischen braunen Orbitolinenkalken an der Grenze zum Gault. Im Gegensatz dazu ist die «Mittlere Kreide» am Wildhuser-Schafberg wesentlich mächtiger ausgebildet, und die braunen Orbitolinenkalke finden sich in jenem südlicheren Faziesbereich bereits nicht mehr.

Auch das Auftreten von Öhrlikalk im westlichen Teil der Gesteinsmasse von Fogboden spricht dafür, dass die Fazies in allen Teilen unmittelbar an diejenigen des Lütispitzes anzuschliessen scheint.

So bleibt noch die Möglichkeit, dass wir hier bei Fogboden tektonisch zerquetschte Relikte vor uns haben, welche gemäss ihrer Stellung und Fazies mit den Elementen der Rotsteinpass-Zone vergleichbar sind. Immerhin bleibe nicht unerwähnt, dass auch für eine solche Lösung noch verschiedene offene Fragen bestehen, so die isolierte Stellung, die fehlende sichtbare Verbindung zur Rotsteinpass-Zone und die Frage der starken Tektonisierung.

Morphologisch sehr interessant ist die Gegend zwischen Alpli und Chüeboden, indem wir hier – ganz ähnlich wie in den Gebieten am Nordfuss des Säntisgebirges – eine Vermengung von Bergsturz- und Moränenablagerungen erkennen können. Laui ist erfüllt von grossen Bergsturzböcken, welche sich durch die Talenge von Türli bis nach Dicket in das kleine Zungenbecken des sich zurückziehenden Säntisthurgletschers verfolgen lassen. Hier handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um eistransportierten Bergsturzschild. Zwischen Lipp und Pkt. 1062,2 findet sich die Endmoräne dieses kleinen Zungenbeckens.

Die zwei grossen Moränenwälle am Vorderberg und bei Halden stellen ältere Seitenmoränen des Sämtisgletschers dar, welcher sich oberhalb von Unterwasser mit dem Eis des Toggenburgs – einem Seitenarm des Rheingletschers – vereint hat. Nach dem Verlauf dieser Wälle muss eine Schleppung des Sämtisthurgletschers durch die Fliessbewegung des Toggenburg-Gletschers angenommen werden.

Bei den Wallmoränen beidseits des Chämmerlitobels dürfte es sich um verschiedene Rückzugsmoränen des Sämtisthurgletschers handeln; die Moränenstirn ist durch die Schmelzwasserrinne der Sämtisthur durchbrochen und abgetragen worden.

Zwischen Lisighus und Moos finden sich eine Reihe weiterer Wallformen, die einem Gletscherarm des Teselalp/Sämtisthurgletschers (TAPPOLET, S. 17) zuzuordnen sind, der sich von Gamplüt über die Lisigweid ins Toggenburg ergossen hat.

Verschiedene Längswälle liegen auch in der Austiefung zwischen Bodenalp und Wildhaus, im Quellgebiet der Simmi. Auch hier dürfte ein Ableger des Sämtisthurgletschers vereint mit dem Teselalpgletscher über Gamplüt und Bodenalp ins Tal der Simmi hinuntergereicht haben. Eine eindeutige Endmoräne dieses Gletscherarmes kennen wir nicht; möglicherweise liegt im Moränenhügel der Steinrüti (katholische Kirche Wildhaus) das Relikt einer ehemaligen Stirnmoräne vor.

Wunderbar erhaltene Endmoränenwälle des sich zurückziehenden Teselalpgletschers konnten im Waldgebiet zwischen Fros und Gamplüt ausfindig gemacht werden. Der tiefere, kleinere Wall befindet sich hart am westlichen Waldrand auf einer Höhe von 1370 m. Der zweite, grössere, liegt auf der Kote 1400 m mitten im Waldgebiet.

Die Steilstufe zwischen Gamplüt und Alpli ist erfüllt von Moränenschutt, wobei sich vor allem zwei Längswälle in diesem bewaldeten Gebiet nachweisen lassen. Voraussetzung für die Bildung dieser Wälle bis in die Talsohle des Alplis hinunter musste ein bereits sehr stark fortgeschrittenes Abschmelzen und Zurückweichen des Sämtisthurgletschers zu dieser Zeit gewesen sein. Dies ist deshalb überraschend, weil das Alpli viel näher im Einzugsgebiet des Sämtisthurgletschers als in demjenigen des Teselalpgletschers liegt. Möglicherweise lag die Stirn des Sämtisthurgletschers zur Zeit der Bildung dieser Wälle bereits hinter dem Riegel des Burstels. Als ein Anzeichen dafür könnte der allerdings kleine, jedoch gesicherte Wall auf dem Kamm des Burstels gewertet werden.

Ausgedehnte Moränenfelder finden sich auch im oberen Sämtisthurtal zwischen Thurwis und Schafboden. Mehrere grössere Längsmoränen liegen hier eng beieinander, und bei Wis, auf einer Höhe von 1500 m, stossen wir auf eine klar ausgebildete Stirnmoräne, welche auf Grund der übereinstimmenden Höhenlage mit derjenigen der Meglisalp verglichen werden kann.

Über die Stellung und Bedeutung des Sämtisgebirges während der Zeit der verschiedenen Eisvorstösse wurden von den zahlreichen Bearbeitern dieses Gebietes schon mehrere Lösungen vorgeschlagen. Die Ansichten gehen z. T. beträchtlich auseinander, so insbesondere in der Frage nach dem gegenseitigen Verhältnis zwischen der inneralpinen Vergletscherung mit den grossen Eismassen des Rheingletschers, welche auch das Toggenburg und die südwestlichsten Abschnitte des Sämtisgebirges (Gamplüt, Alpli, Gräppelental) überschwemmt haben, und der Lokalvergletscherung des Alpsteins. Hier finden sich noch eine Reihe heikler und schwer lösbarer Probleme, welche in den anfangs erwähnten Spezialarbeiten ausführlich diskutiert werden.



Fig. 12: Das westliche Säntisgebirge aus SW.



Fig. 13: Das mittlere Säntisgebirge aus NW.

Tektonik

A. Gliederung des Säntisgebirges

Ein Blick auf die topographische Karte lässt uns bereits die morphologisch-geologischen Grundzüge des Säntisgebirges erkennen. Als besonders markant erscheint uns die Längsfurche von Starkenbach über Neuenalp–Gräppelen–Oberlauri–Alpli–Thurwis–Schafboden–Rotsteinpass–Oberchellen–Bötzel–Widderalp, welche den Alpstein zweiteilt. Diese Längsfurche weist leider auf vielen Abschnitten sehr mangelhafte Aufschlussverhältnisse auf, welche die Abklärung der geologischen Probleme wesentlich erschweren. Im Gräppelental und Alpli liegen weitverbreitete Moränen- und Bergsturzablagerungen, im Tal der Säntisthur zwischen Thurwis und Rotsteinpass sind es vor allem die mächtigen Gehängeschuttmassen aus der Nordflanke der Altmann–Schafberg-Kette, welche uns den erwünschten Einblick in die komplizierten tektonischen Erscheinungen versagen.

Die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Sitter und demjenigen der Thur wird durch den NW–SE verlaufenden Querkamm des Lisengrates gebildet. Der Lisengrat, welcher in der Kulminationszone des Alpsteins liegt, stellt die einzige Querverbindung zwischen den nördlichen und den südlichen Ketten im gesamten Säntisgebirge dar und erlaubt uns damit ein genaues Studium des lückenlos aufgeschlossenen Querprofiles von der Chamthalde im N bis zur Wildhauser-Mulde im S.

Betrachten wir das Säntisgebirge aus SW in der Streichrichtung der tektonischen Elemente, so erkennen wir auffallende Differenzen im geologischen Formenschatz beidseits der oben erwähnten Längsfurche (vgl. Fig. 12). N dieser Linie findet sich ein Haufwerk meist steil isoklinal gegen SE einfallender, eng zusam-

Fig. 12: Das westliche Säntisgebirge aus SW.

In der rechten Bildhälfte das Obertoggenburg (Wildhauser-Mulde); als zentrale Erscheinung des westlichen Säntisgebirges der Wildhuser-Schafberg (2373 m ü.M.) mit seinen Faltengirlanden und unmittelbar dahinter der Schrattenkalkgipfel des Altmann (2436 m ü.M.). Links (NW) vom Altmann die Einsattelung des Rotsteinpasses, durch welche noch der Marwees-Gipfelgrat sichtbar ist. Am Horizont weiter nach NW folgt der Lisengrat, darnach der langgezogene Rücken des Chabersäntis mit dem Säntisgipfel (2504 m ü.M.) und schliesslich noch der Girenschpiz (2448 m ü.M.).

In der Bildmitte das Gräppelental mit der bewaldeten Schwendigratkette (rechts) und dem Neuenalpspiz und Lütispiz (links).

Diese Aufnahme zeigt, wie sich die Gliederung des Alpsteins in die drei Längszonen völlig zwangslos aus der Morphologie ergibt. Das geologisch sehr komplizierte Längstal zwischen Rotsteinpass und Gräppelen (Rotsteinpass–Gräppelen-Zone) trennt die Säntis-Zone (links) mit ihrem Falten-Schuppenbau von der eng gefalteten Altmann–Schafberg-Zone. Letzterer wird bei Gamplüt durch den unvermittelten Abbruch des Wildhuser-Schafberges gleichsam das wichtigste Glied amputiert; nurmehr die Mutschen-Synklinale und die Gulmen-Antiklinale (rechts) lassen sich unter gleichzeitiger Verflachung bis zum Thurdurchbruch bei Starkenbach verfolgen.

Flugaufnahme: Swissair-Photo AG

Fig. 13: Das mittlere Säntisgebirge aus NW.

Unter den Gehängeschuttmassen des Säntisnordabfalls (Schwägälp, Widderalp) verläuft die Überschiebung der Säntis-Zone auf die subalpine Randflysch-Zone. Darüber folgt die Säntis-Zone mit der komplizierten basalen Randmulde (M Ic) an der Chamthalde (links davon die mächtige Chamthalde-Wallmoräne); anschliessend die Chamthalde-Antiklinale (G Ib) und die Ochsenbetter-Synklinale (M Ib). Das abgeflachte, schuttbedeckte Band enthält Öhrlimergel und stellt die Basis der überschobenen Girenschpiz-Schuppe (G Ia) dar. Die Einsattelung zwischen Girenschpiz und Säntis wird durch die Seewerkalke der Blauschnee-Synklinale (M Ia) gebildet, während der Säntisgipfel bereits auf dem Scheitel der Säntis-Antiklinale (G IIb) liegt.

Auch auf dieser Aufnahme tritt die Rotsteinpass-Zone als markante trennende Furche zwischen Säntis-Zone und Altmann–Schafberg-Zone in Erscheinung.

Flugaufnahme: Swissair-Photo AG

geschlossene tektonische Einheit betrachtet werden darf, sondern nur als eine relativ schmale Längszone, welche sich in ihrem Baustil in wesentlichen Punkten vom nördlichen wie vom südlichen Abschnitt des Säntisgebirges unterscheidet.

Tektonisch differenzieren sich die drei Längszonen dadurch, dass in der Säntis-Zone eine Verquickung von Falten- und starrem Schuppenbau, in der Rotsteinpass-Gräppelen-Zone – soweit man dies auf Grund der etwas mangelhaften Aufschlussverhältnisse beurteilen kann – eine komplizierte, verschuppte Antiklinalzone vorliegt, während sich der Altmann-Schafberg-Abschnitt durch einen schönen und klaren Faltenbau auszeichnet.

Die Antiklinalen und Synklinalen des Säntisgebirges wurden von ALB. HEIM (1905, S. 39) von N nach S numeriert und gleichzeitig mit repräsentativen Bergnamen versehen. Dass auf unseren Darstellungen (z. B. Taf. I) die Indizes in den nördlichsten Elementen von S nach N, in den südlichen jedoch von N nach S verlaufen, ist historisch bedingt und hat sich dadurch ergeben, dass wir uns – wo immer es möglich war – an die ursprüngliche Einteilung von ALB. HEIM gehalten haben.

1. Die tektonischen Elemente des Säntisgebirges

(vgl. Taf. I)

a) Säntis-Zone

M Ic *Nördliche Randmulde:*

Basiselemente in synklinaler Lagerung, welche auf die subalpine Randflysch-Zone aufgeschoben sind. M Ic ist auf das östliche und mittlere Säntisgebirge beschränkt und findet ihr westliches Ende an der Chammhalde.

G Ib *Chammhalde-Antiklinale:*

(nördliches Nebengewölbe nach L. E. SCHLATTER):

Als prachtvolle, überkippte Antiklinale oberhalb der Chammhalde zu erkennen. W der Chammhalde taucht sie unter den Schutt und bildet dort mit grosser Wahrscheinlichkeit die Unterlage der Silberplatte-Nordflanke.

M Ib *Ochsenbetter-Synklinale:*

Bildet die Unterlage des Öhrli und kann von hier am gesamten Nordsäntis gegen W bis zu ihrem jähren Ende an den Felsköpfen oberhalb der Widealp verfolgt werden, wo sich die herrliche, enge Synklinalumbiegung in den gutgebankten Öhrlikalken und den etwas massigeren Valauginiankalken findet.

G Ia *Girensplatz-Antiklinale:*

Stellt die Hauptantiklinale im Faltenbündel der Säntis-Zone dar und verläuft von der Ebenalp über Schäfli-Öhrli-Girensplatz-Silberplatte-Schindelenberg bis zur Thurschlucht im W. Während im Ostsäntis ein normaler Faltenzusammenhang zwischen G Ia und dem unterliegenden M Ib und M Ic besteht, lässt sich zwischen Öhrli und Schindelenberg nurmehr der auf die Ochsenbetter-Synklinale aufgeschobene Südschenkel der Girensplatz-Antiklinale feststellen. Somit können wir in diesem Gebiet von einer eigentlichen Girensplatz-Schuppe sprechen. Am Risipass und vor allem in der Thurschlucht (hier auf die Globigerinenmergel der subalpinen Randflysch-Zone aufgeschoben) ist G Ia jedoch wieder als eindeutige Antiklinale ausgebildet.

M Ia *Blauschnee-Synklinale:*

Hauptsynklinale der Säntis-Zone. Sie nimmt ihren Anfang am Sax-Schwendi-Bruch und verläuft von dort über Seealp-Fälalp-Girensplatzsattel-Tierwis-Stossattel-Lauchwis-Lütispitz bis zum Seewerkalk-Synklinalgipfel des Neuenalpspitzes.

G IIc *Hüttenalp-Antiklinale:*

Kleine Antiklinale bei Reslen und Hüttenalp (NE Seealpsee).

M Ia' *Kleine Nebensynklinale beim Seealpsee.*

- G IIb *Säntis-Antiklinale:*
Seealp–Rossmad–Säntis (hier mit prachtvoller Antiklinalumbiegung)–Spitzbergli. Diese Antiklinale taucht in den ausgedehnten Karrenfeldern zwischen Silberplatte und Stoss unter und findet ihre mögliche Fortsetzung erst W vom Lütispitz wieder.
- M I *Grueben-Synklinale:*
Synklinale zwischen G IIa und G IIb. Sie verläuft vom Stossattel über Grueben bis nach Schönbett, wo sie in die Meglisalp-Synklinale (M II) übergeht.
- G IIa *Stoss-Antiklinale:*
Diese Antiklinale steigt zwischen Schönbett und Chlingen auf, kulminiert im Stossgipfel und wird im westlichen Alpstein zum tektonischen Hauptelement. An der SW-Flanke des Lütispitzes streicht G IIa schliesslich in die Luft aus.
- M II *Meglisalp-Synklinale:*
Schrennen–Meglisalp–Chalbersäntis–Unter den Platten. Bei Unter den Platten teilt sich die Meglisalp-Synklinale in die folgenden zwei Synklinalen auf:
- M IIa *Mutteli-Synklinale:*
Unter den Platten–Neien–Hälegg–Mutteli–Gräppelenstein. Zwischen Gräppelenstein und Wingfeel streicht M IIa in die Luft aus.
- M IIb *Trosen-Synklinale:*
Hierbei handelt es sich um eine relativ kleine, auf M IIa aufgeschobene Nebensynklinale zu M II, welche von Mutteli über Trosen–Chirchli nach Unter den Platten verläuft und sich dort mit der Meglisalp-Synklinale vereinigt.

b) Rotsteinpass–Gräppelen-Zone

Als Rotsteinpass–Gräppelen-Zone soll die auffallende, tektonisch sehr komplizierte Längsfurche vom Sax–Schwendi-Bruch bis ins westlichste Gräppelental bezeichnet werden. Diese Zone weist im Vergleich zur Säntis- und zur Altmann–Schafberg-Zone durch ihre verschiedenen Schuppenbildungen einen völlig andersartigen tektonischen Charakter auf.

L. E. SCHLATTER (1941) unterschied die folgenden Elemente:

- G IIIa Schossfalte
- G IIIb Horstfalte
- G IIIc Bötzelfalte
- G IIId Bötzelkopfschuppe

Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass SCHLATTERS Gliederung und insbesondere seine Parallelierungen etwas fragwürdig sind. Somit möchten wir für diesen Abschnitt des Säntisgebirges eine einfachere Lösung vorschlagen:

- G IIIa *Rotstein-Antiklinale:*
Diese Antiklinale, deren Umbiegung in den Unterkreideschichten am Rotsteinpass so wunderbar aufgeschlossen ist, stellt das Äquivalent zur SCHLATTERSchen Horstfalte G IIIb dar. Diese Rotstein-Antiklinale ist zweifellos das eigentliche Kernelement dieser komplizierten Rotsteinpass–Gräppelen-Antiklinalzone. G IIIa lässt sich vom Rotsteinpass über den Horst–Bötzel bis zum Sax–Schwendi-Bruch verfolgen.

c) Altmann–Schafberg-Zone

- M III *Rotstein-Synklinale:*
Beginnt unweit W des Rotsteinpasses und bildet gegen E stets die Grenze zur unterliegenden Rotsteinpass–Gräppelen-Zone. Ihre östliche Fortsetzung findet sie in den beiden Synklinalgipfeln von Freiheit und Hundstein. Anschliessend streicht M III in die Südwand der Widderalpköpfe.
- G IIIb *Altmann-Antiklinale:*
Nimmt ihren Anfang am Sax–Schwendi-Bruch, läuft S der Widderalpstöcke durch und überquert anschliessend die Kammlinie zwischen Freiheit und Fäleschafberg. Am Altmannsattel lässt sie sich als eng gequetschte Antiklinale erkennen. Weiter W ist nurmehr der Südschenkel der Antiklinale erkennbar, welcher an der Nädli-er-NW-Flanke die Basis der Altmann–Schafberg-Zone bildet und noch bis zur Thurwis zu verfolgen ist.

- M IV *Fälen-Synklinale:*
Synklinale beim Fälensee (Fälenmulde). Aus ihr entwickeln sich gegen Westen M IV a, G IV und M IV b.
- M IV a *Wildseeli-Synklinale:*
Steigt im E aus der Fälenmulde (M IV) empor, streicht über das Wildseeli zur Rässegg, läuft anschliessend S vom Nädli durch und sticht N vom Jöchli in die steile Nordflanke des Wildhuser-Schafberges aus, wo sie kurz darnach bei Gersellen ihr westliches Ende findet.
- G IV *Schafberg-Antiklinale:*
Bei Hädern taucht das Gewölbe aus der Tiefe der Fälenmulde auf und entwickelt sich gegen SW über Zwinglipass-Jöchli zur machtvollen, kulminierenden Antiklinale am Wildhuser-Schafberg.
- M IV b *Moor-Synklinale:*
Dieses Element entsteht ebenfalls aus der vereinigten Fälenmulde und zieht westwärts über Stricken-Zwinglipass in die geologisch prachtvolle Berggruppe von Girenspitz und Moor. Ihr Westende findet auch diese Struktur als Doppelsynklinale am Wildhuser-Schafberg, wo sie diesem Berg das so eindruckliche Gepräge verleiht.
- G V *Roslenfirst-Zehenspitz-Antiklinale:*
Im mittleren Säntisgebirge am Roslen- und Chreialfirst als weitausladendes Gewölbe ausgebildet, das in seiner westlichen Fortsetzung über Chreialp-Tristen-Zehenspitz zu einer sehr engen, emporgepressten Antiklinale umgeformt wird.
- M V *Mutschen-Synklinale:*
Begleitet den südlichen Alpstein auf seiner gesamten Länge (12 km) von der Alp Soll (NW unterhalb Hoher Kasten) über Säntisersee-Bollenwees-Roslenalp-Mutschen-Grueb-Tesel-Schnürweid-Chüeboden-Burst-Scharten bis zum Bannwald im südwestlichsten Säntisgebirge.
- G VI *Furgglenfirst-Gulmen-Antiklinale:*
Verläuft parallel zur Mutschen-Synklinale als ausserordentlich konstante Struktur vom Hohen Kasten (hier als liegende Falte) über Furgglenfirst-Kreuzberge-Gätterfirst-Gulmen-Kochler-Chämmerlitobel-Halden-Chopf bis zum Brochenberg. Die Furgglenfirst-Gulmen-Antiklinale stellt das südlichste Faltelement des Säntisgebirges dar und bildet zugleich die nördliche Begrenzung der mächtigen Wildhauser-Flyschmulde.

Tafel I vermittelt ein Bild über den Verlauf der Achsen oben aufgezählter Antiklinalen und Synklinalen im gesamten Alpstein. Bei dieser Darstellung handelt es sich um einen Horizontalschnitt in einem mittleren Niveau, auf einer Höhe von 1600 m. Der Übersichtlichkeit halber wurden die vielen Brüche und Verwerfungen, welche sich besonders im mittleren und östlichen Säntisgebirge finden, mit Ausnahme des Sax-Schwendi sowie des Bommenalpbruches, weggelassen.

Auf dieser Darstellung treten einige wichtige Tatsachen sehr deutlich zutage. So erscheint der Sax-Schwendi-Bruch als äusserst eindruckliche Querstörung, welche die östlichen Alpsteinketten scharf von denjenigen des mittleren und westlichen Säntisgebirges trennt und hiermit zwei tektonisch andersartige Abschnitte aneinandergrenzen lässt: eng gescharte Antiklinalen und Synklinalen W der Störungslinie; einfacher, weiter Faltenwurf E davon.

Es bleibt hierzu noch zu bemerken, dass die Gliederung des Alpsteins in die drei Längsabschnitte nur W der Sax-Schwendi-Störung möglich ist; E davon lässt sich diese Aufteilung nicht mehr durchführen.

Im weiteren lassen sich die drei unterschiedenen Alpstein-Zonen auch in der Achsendarstellung klar auseinanderhalten: Im W das Gräppelental als breite Trennungsfurche mit seiner östlichen Fortsetzung zum Rotsteinpass. NE dieser Linie die Säntis-Zone, welche gegen W zusehends schmaler wird; im SE die Altmann-Schafberg-Zone mit dem plötzlichen Abbruch ihrer nördlichen Strukturen bei Gamplüt. Die Gegend von Gamplüt, Alpli und Thurwis wird zum eigentlichen Angelpunkt der Tektonik des westlichen Säntisgebirges.

Die maximale Breite des Säntisgebirges wird etwa im Querschnitt des Altmann erreicht. Gegen SW tritt anschliessend eine rasche Breitenreduktion ein, einerseits durch das Ausstreichen von Elementen am Nordrand der Säntis-Zone, andererseits durch die erwähnte plötzliche Reduktion der Altmann-Schafberg-Zone am Wildhuser-Schafberg und das damit verbundene Vorprellen der Mutschen-Synklinale und der Gulmen-Antiklinale nach N.

B. Regionale Beschreibung

1. Subalpine Randflysch-Zone¹⁾

Die subalpine Randflysch-Zone lässt sich E der Thur als ein zusehends schmaler werdendes Band von Stein i. Togg. über den Risipass bis zur Schwägalp verfolgen. Im NW wird sie durch die subalpine Molasse begrenzt; ihre Südgrenze bildet die Überschiebungsfläche der Säntis-Decke. Ausgedehnte Moränenablagerungen und Bergsturzanhäufungen haben zur Folge, dass die Zahl der Aufschlüsse bescheiden ist. Hinzu kommt noch, dass auch keine grösseren Bachläufe vorhanden sind, welche uns durchgehende Querprofile liefern könnten.

Den weitaus überwiegenden Anteil der subalpinen Randflysch-Zone nehmen die Globigerinenmergel ein, welche vielerorts zu ausgedehnten Rutschungen Anlass geben. So findet sich beispielsweise NW Hoffert in der Lütisalp ein schöner kleiner Rutschungsstrom mit Stirnwall. Auch an der E-Seite des Risipasses sind abgleitende Globigerinenmergelmassen weitverbreitet.

Das einzige beinahe durchgehende Profil durch die subalpine Randflysch-Zone liefert uns der Risipass (vgl. Fig. 11). Es zeigt mächtige Globigerinenmergelmassen, in welche Wildflyschklinsen eingespiesst sind. Der Wildflysch führt die für ihn typischen Quarzite, kristalline Blöcke, Leimernkalke und glimmerführende Flysch-Sandsteine. Als einmalige Erscheinung in dieser Zone findet sich am Risipass eine ca. 15 m mächtige Bank eines grobkörnigen, glaukonitführenden Quarzsandsteines völlig unbekannter Herkunft.

Die Überschiebungsfläche der Säntis-Decke auf die subalpine Randflysch-Zone ist im Risipass-Profil durch Moränenablagerungen verdeckt. Immerhin lässt sich in der Nähe der Kontaktzone eine stark tektonisierte Seewerkalklinse nachweisen.

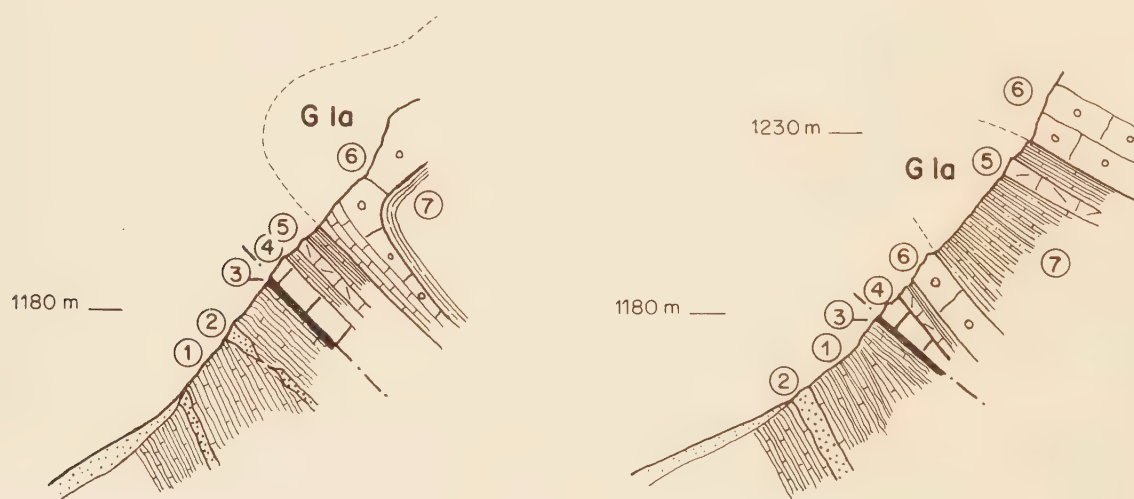


Fig. 15: Der Überschiebungskontakt zwischen Säntis-Decke und subalpiner Randflysch-Zone im Büschwald.

- | | |
|---|-----------------------|
| 1 Globigerinenmergel | 4 Valanginienkalk (?) |
| 2 Assilinengrünsand | 5 unterer Öhrlikalk |
| 3 Schwarze, stark tektonisierte Mergel am Überschiebungskontakt | 6 oberer Öhrlikalk |
| | 7 Öhrlimergel |

Eine Reihe ausserordentlich schöner und klarer Aufschlüsse an der Überschiebungsfläche finden sich hingegen im östlichen Teil des Büschwaldes zwischen Risipass und Thurschlucht (siehe Fig. 15).

¹⁾ R. HERB (1962, S. 92) hat in seiner Arbeit über die Flyschbildungen die neue Bezeichnung «subalpine Randflysch-Zone» eingeführt, mit der Begründung, dass die bis anhin gebrauchte Benennung «subalpiner Randflysch» insofern irreführend sei, als die Sedimente dieser Zone nur zu einem sehr geringen Anteil in wahrer Flyschfazies vorliegen.

Das Profil am N-Ausgang der Thurschlucht (vgl. Fig. 16) zeigt die hier steilstehende Kontaktzone zwischen Sântis-Decke und subalpiner Randflysch-Zone nochmals sehr schön aufgeschlossen. Unmittelbar an der Überschiebungsfläche finden sich braunschwarze, tektonisch gequetschte Mergelschiefer unbestimmten Alters. Die N daran anschliessenden Globigerinenmergel weisen eine monotone Ausbildung auf. Sie zeigen – im Gegensatz zum Buechwald – konkordante Lagerung zur Überschiebungsfläche der Sântis-Decke. Bänke von Assilinengrünsand oder irgendwelche sonstige fossilführende Einschaltungen fehlen hier vollkommen.

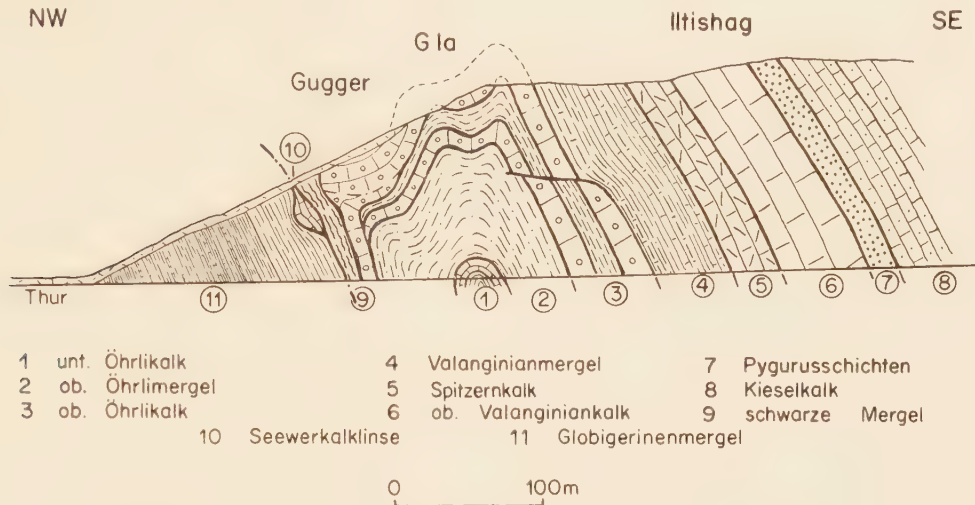


Fig. 16: Das geologische Profil am N-Ausgang der Thurschlucht.

Im östlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes, in der Widalp und der Schwägalp, wird die subalpine Randflysch-Zone stark reduziert. An der Chammhalde dürfte die Mächtigkeit der von Schutt bedeckten Globigerinenmergel nurmehr wenige Meter betragen, denn die Molassenagelfluh tritt hier beinahe in Kontakt mit den helvetischen Kreidekalken. Das Schmalwerden der subalpinen Randflysch-Zone dürfte in erster Linie auf die grössere Überschiebungsbreite der Sântis-Decke im östlichen Alpstein zurückzuführen sein.

Auf eine kleine Rippe von Einsiedler-Nummulitenkalk bei Bächli in der Sântisalp hat W. TAPPOLET (1922, S. 24) in seiner Arbeit bereits hingewiesen. Es handelt sich dabei um den einzigen Aufschluss von Einsiedler-Nummulitenkalk in unserm Untersuchungsgebiet.

R. HERB (1962, S. 7–9) erläutert in seiner Arbeit eingehend die tektonische Stellung der subalpinen Randflysch-Zone im Bau der helvetischen Kalkalpen. Die Bearbeiter von Flyschgebieten sind darnach zur Ansicht gelangt, dass die Sedimente der subalpinen Randflysch-Zone aus dem Rücken der helvetischen Decken stammen müssen. Diese Formationen sind in einer frühen Bewegungsphase sozusagen als «Sedimentlawine» infolge Schweregleitung nach N abgefahren und erst zu einem späteren Zeitpunkt von den nachrückenden Decken wieder eingeholt und überfahren worden.

Demnach hätten wir in unserer subalpinen Randflysch-Zone die aus dem Rücken der Sântis-Decke stammenden Oberkreide- und Tertiärsedimente vor uns. R. HERB (S. 8–9) hat nun auf Grund der übereinstimmenden Schichtabfolge noch zeigen können, dass zwischen der Schichtabfolge in der Wildhauser-Mulde und derjenigen in der subalpinen Randflysch-Zone ein direkter Zusammenhang besteht.

2. Sântis-Zone

Die Sântis-Zone ist als nördlichste Einheit des Alpsteins direkt der subalpinen Randflysch-Zone aufgeschoben. Im NE wird sie durch den Sax-Schwendi-Bruch abrupt gegen die Fänerenmulde abgeschnitten. Ihre Kulmination erreicht die Sântis-Zone im Querschnitt des Sântisgipfels (2504 m), was darauf schliessen lässt, dass der Zusammenschub der Sântisketten hier am stärksten gewesen sein muss. Dafür gibt es noch

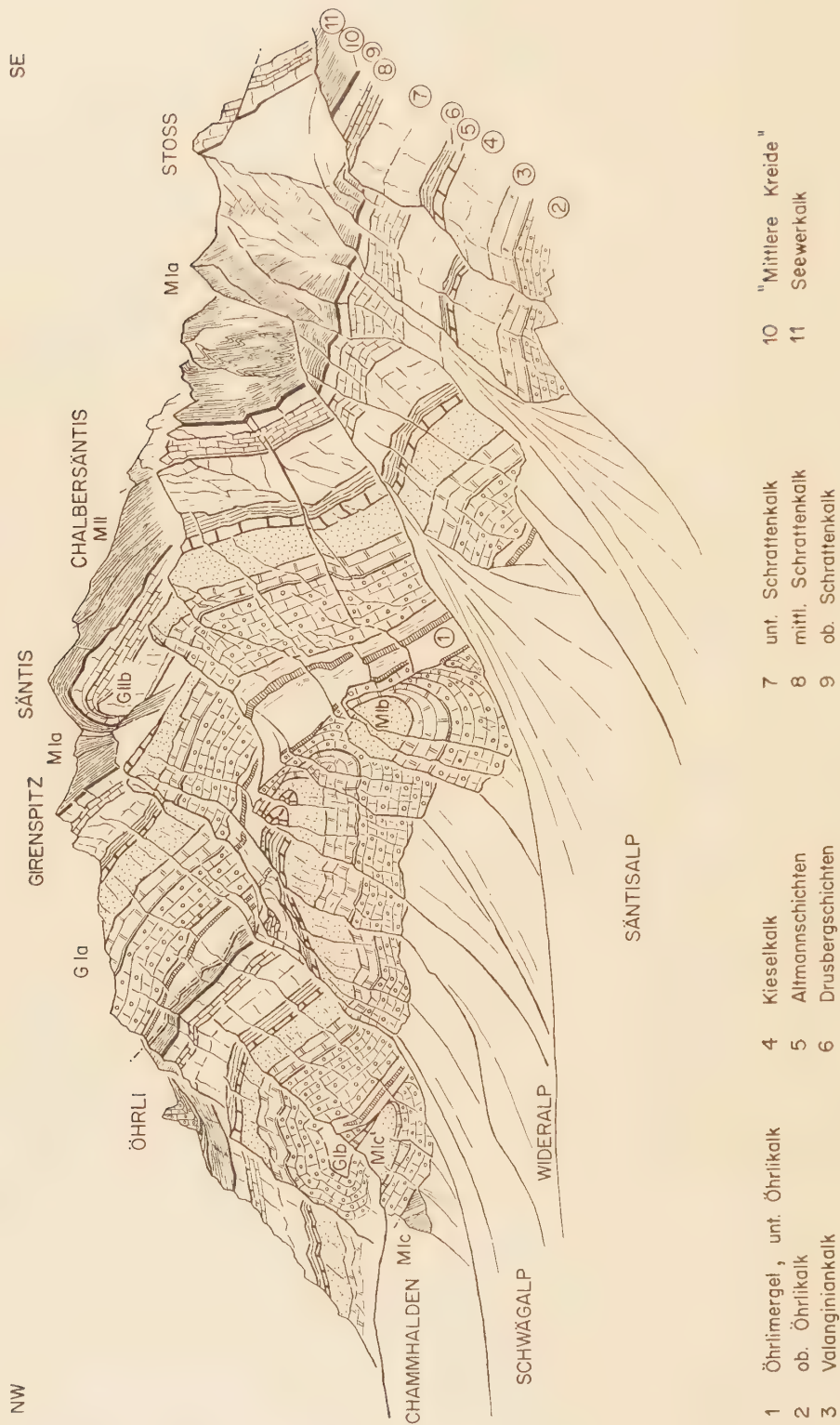


Fig. 17: Das nordwestliche Sântisgebirge vom Stockberg aus gesehen.

weitere Anhaltspunkte. So kann man beispielsweise feststellen, dass die Überschiebung der Säntis-Decke auf die subalpine Randflysch-Zone zwischen Schwägalp und Neuenalp ein Maximum erreicht, indem die Globigerinenmergel der subalpinen Randflysch-Zone fast vollständig überfahren und ausgequetscht sind, so dass die Überschiebungsbahn der Säntis-Decke beinahe auf die unterliegende subalpine Molassenagelflur zu liegen kommt (z. B. am Dunkelberndli, ALB. HEIM, 1905, S. 50). Ein weiteres charakteristisches Merkmal entnehmen wir den Profilen SCHLATTERS, in welchen wir nachweisen können, wie von der Ebenalp in Richtung Säntisgipfel eine zunehmende Tendenz zur Schuppenbildung sowie eine gut erkennbare stärkere Zusammenpressung der Antiklinalen und der Synklinalen erfolgt, welche in direktem Zusammenhang mit einem grösseren Zusammenschub stehen dürfte.

Mit 18,5 km Länge ist die Girensitz-Antiklinale die Hauptantiklinale und damit auch das einzige tektonische Element, welches sich entlang der gesamten Säntis-Zone verfolgen lässt (vgl. Taf. I).

Auf die rasche Verschmälerung der Säntis-Zone gegen SW – eine ebenfalls wichtige Erscheinung – werden wir später noch zu sprechen kommen.

a) M Ic, G Ib, M Ib, G Ia

Im folgenden (vgl. stets Taf. II) sollen zunächst die nördlichsten tektonischen Elemente der Säntis-Zone, M Ic, G Ib, M Ib, G Ia, von der Potersalp im NE bis zur Thurschlucht im SW besprochen werden. Diese vier Einheiten bauen die imposante Nordflanke – den steilen Absturz zwischen Girensitz und Schwägalp – auf. Hier finden sich prachtvolle, in einer bestechenden Klarheit aufgeschlossene, durchgehende Kreideprofile von den unteren Öhrlimergeln bis zu den Amdenerschichten im Kern der Blauschneemulde (M Ia) zwischen Girensitz und Säntisgipfel. Ganz besonders eindrucklich für den Geologen ist eine Fahrt mit der Säntis-Schwebbahn, geniesst man doch von der Kabine einen herrlichen Ausblick auf das gesamte «über-schwebte» nordhelvetische Kreideprofil der Säntisnordwand.

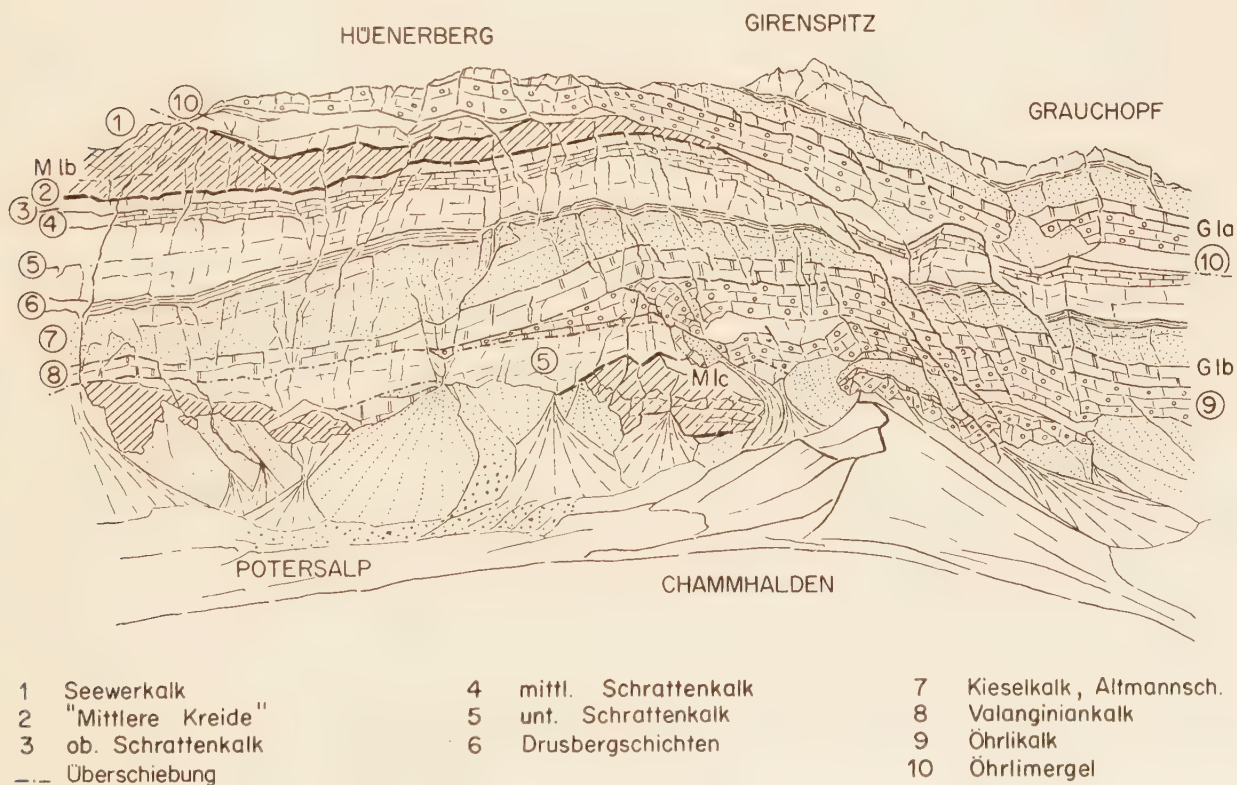


Fig. 18: Nordsäntis vom Kronberg aus gesehen.

Weit weniger klar als die Stratigraphie sind jedoch manche tektonische Erscheinungen am Nordrand der Säntis-Zone, insbesondere diejenigen der Basiselemente M Ic und G Ib. Tafel IX von L. E. SCHLATTER (1941), welche eine Zeichnung der Nordwand des mittleren Säntisgebirges wiedergibt, wie auch Tafel VII mit den dazugehörigen Profilen, vermitteln uns von der Tektonik der Basiselemente im Hangenden der Decken-Überschiebungsfläche ein etwas zu einfaches Bild, welches in manchen Punkten nicht mit der Wirklichkeit übereinstimmt.

L. E. SCHLATTER (Prof. 1–4, Taf. VII) zeichnet im Gebiet Potersalp–Chammhalde an der Basis der Säntis-Decke eine flachliegende, enge Synklinale (M Ic), welche im Hangenden mit relativ geringer Diskordanz von der Chammhalde-Antiklinale (G Ib) überschoben wird.

Die Existenz von M Ic und G Ib kann bestätigt werden; im Detail ergeben sich jedoch verschiedene Differenzen zu der SCHLATTERSchen Interpretation. Dies betrifft vor allem die sehr komplizierten Verhältnisse im Hangendschenkel der M Ic-Synklinale, indem hier einige schwer erkennbare Verschuppungen existieren.

Nach Tafel IX von L. E. SCHLATTER zieht ein einheitliches, ungestörtes Schrattenkalkband im Hangendschenkel der nördlichen Randmulde (M Ic) von der Chammhalde bis zur Potersalp. Unsere Fig. 18 zeigt jedoch, dass über der Potersalp und an der Chammhalde am Kontakt Seewerkalk zu Schrattenkalk komplizierte Linsen von Valanginiankalk und Kieselkalk eingeschuppt sind. Zudem ist hier der Gault auf weiten Strecken völlig ausgequetscht, so dass der Schrattenkalk direkt an den Seewerkalk grenzt. An der östlichen Chammhalde keilt dann der steilstehende, leicht nach N überkippte Schrattenkalk plötzlich auf unerklärliche Weise aus und wird von Kieselkalk, Valanginiankalk und Öhrlikalk ersetzt.

Fig. 17 und 19 zeigen die Fortsetzung von M Ic am Westabhang der Chammhalde. Leider ist das abschüssige und steinschlaggefährdete Gelände nur sehr schwer zugänglich und somit mussten die an sich so notwendigen und wünschenswerten Detailuntersuchungen ausbleiben. An der Basis der Chammhalde-Nase, SE Siebenhütten, findet sich vorerst der Seewerkalk-Synklinalkern mit einer eingelagerten dünnen Lamelle von schwarzbraunen, verschieften Amdenerschichten (?). Diese Seewerkalke werden nicht von Schrattenkalk, wie SCHLATTER es einzeichnet, sondern von einem eindeutigen oolithischen oberen Öhrlikalk längs einer Überschiebungsfläche überlagert. Darüber folgt etwas Valanginiankalk, Pygurussschichten, und den Hauptanteil nehmen die Kieselkalke ein, in welchen wir vergeblich nach einer Schichtung zur eindeutigen Abklärung der Lagerung suchen. SW der Chammhalde bricht das synklinale Basiselement M Ic ab. Eine mögliche Fortsetzung kann in den kleinen Seewerkalkaufschlüssen im Gehängeschutt bei Nettenfeld und oberhalb der Wideralp vermutet werden.

Wenn wir die vielfältigen Erscheinungen zwischen der Potersalp und Siebenhütten kurz zusammenfassen (Fig. 18), so sehen wir, wie die Chammhalde-Antiklinale (G Ib) von E nach W auftaucht. G Ib ist an einer scharfen Schubfläche den Elementen der nördlichen Randmulde (M Ic) aufgeschoben. An der Chammhalde verliert man jedoch die genaue Spur dieser Aufschiebungsfläche.

Unter der Überschiebung liegt wie erwähnt die nördliche Randmulde M Ic mit ihrem Synklinalkern aus Seewerschichten. Im Hangendschenkel von M Ic treten komplizierte Einschuppungen auf, wie sie in Fig. 18 dargestellt sind.

Die Verhältnisse an der Westseite der Chammhalde (Fig. 19; Taf. II) könnten zur Vermutung Anlass geben, dass die von Öhrlikalk (M Ic') überschobenen Seewerschichten (M Ic) den zurückgebliebenen Kern der primär angelegten Mulde M Ic repräsentieren.

Die tektonischen Verhältnisse in diesem nördlichsten Abschnitt des Alpsteins sind ausserordentlich kompliziert und es ist uns heute noch nicht möglich, die genauen Zusammenhänge zu ermitteln und diese anhand von Profilskizzen im Detail darzustellen.

Die komplizierte Tektonik der Basiselemente überrascht jedoch keineswegs; sie ist vielmehr ein Zeichen dafür, dass die tiefsten, frontalen Teile der Säntis-Decke beim Vorrücken an den Alpenrand stark gelitten haben. Im Grunde genommen ist es eigentlich nur verwunderlich, dass kein vollständiges tektonisches Chaos entstanden ist, und dass man heute durchaus noch in der Lage ist, den generellen Aufbau abzuklären.

Dass diese beschriebenen tektonischen Komplikationen, die Verschuppungen, Überschiebungen und Ausquetschungen einzig auf die tiefsten Elemente der Säntis-Zone beschränkt sind, sehen wir, wenn wir zur nächstfolgenden, tektonisch höheren Chamthalde-Antiklinale G Ib übergehen. Wie bereits erwähnt, ist diese Antiklinale mit einem reduzierten Verkehrtshenkel der nördlichen Randmulde (M Ic) aufgeschoben. Der Hangendschenkel jedoch ist völlig ungestört und in seiner gesamten Mächtigkeit entwickelt. Eindrücklich ist ein Blick vom Weg Chamthalde-Girenschpiz (Kote 1620) gegen E in den Kern der Chamthalde-Antiklinale, welcher aus den untersten Öhrlichichten und den sie umhüllenden, eng umbiegenden, dünngebankten oberen Öhrlikalken besteht. SW Chamthalde taucht auch diese Antiklinale unter die ausgedehnten Gehängeschuttmassen der Schwägalp unter. Einzig der Normalschenkel (vgl. Fig. 17 und 19) lässt sich gegen W weiterverfolgen. Er bildet die steil aus dem Schutt aufsteigenden Öhrli- und Valanginankalk-Wände über Schwägalp und Widealp.

An die Chamthalde-Antiklinale schliesst sich als nächsthöheres Element die Ochsenbetter-Synklinale M Ib an. Ihre Synkinalumbiegung ist an den verschiedenen Felsköpfen oberhalb der Widealp wunderbar aufgeschlossen (Fig. 17). Am westlichen in die Luft austreichenden Ende zwischen Silberplatte und Neu-
hüttli biegen zuerst die oberen Öhrlikalken, die Valanginankalken und Kieselkalken um; bei Pkt. 1841,0 weiter im NE der Schrattealk. Der Seewerkalkkern findet sich noch weiter östlich, er setzt erst ungefähr bei Pkt. 1972,6 ein (vgl. dazu auch Fig. 19).

Über der Ochsenbetter-Synklinale folgt ein breites, zurückwitterndes und auf weiten Strecken mit Schutt bedecktes Band, welches die Säntisnordwand in zwei Teile gliedert. Das leicht abgeflachte Band wird von den Öhrlimergeln der Girenschpiz-Antiklinale (G Ia) gebildet, welche die Ochsenbetter-Mulde an einer scharfen Schubfläche überlagern. Fig. 13 und 17 zeigen den Verlauf der Girenschpiz-Überschiebung am Nord-säntis. Man ersieht daraus, wie die Ochsenbetter-Synklinale von NE nach SW durch die Girenschpiz-Überschiebung schief abgeschnitten wird – vom Seewerkalk N der Hüenerberge bis zum oberen Öhrlikalk an den Synkinal-Felsköpfen. Infolgedessen fehlt der Verkehrtshenkel der Girenschpiz-Antiklinale beinahe vollständig, so dass wir in dieser Region besser von einer Girenschpiz-Schuppe sprechen sollten. Eine dünne Verkehrtshenkelamelle lässt sich immerhin noch bei Pkt. 1841,0 am Weg von der Schwägalp zur Tierwis finden. Die Schichtserie ist meistens vollständig entwickelt, ihre Mächtigkeit jedoch ausserordentlich stark reduziert.

Der Zusammenhang zwischen M Ib und G Ia ist auch auf Fig. 20 zur Darstellung gebracht. Sie zeigt links im Bild die synkinalen Felsköpfe, welche das westliche Ende der Ochsenbetter-Synklinale bilden. Daran schliessen sich gegen S die weichen Öhrlimergel an, die basalen Schichtglieder der Girenschpiz-Schuppe, gefolgt von der gesamten Kreideschichtserie bis zu den eng verfalteten, dünngeschichteten Seewerkalken der Silberplattenköpfe, welche bereits dem Kern der Blauschnee-Mulde (M Ia) angehören.

In der westlichen Fortsetzung, in Richtung Lütispiz-Risipass kommt nun die Girenschpiz-Schuppe an die Basis der Säntis-Decke zu liegen. M Ic, G Ib und M Ib sind nacheinander zwischen Chamthalde und Widealp im Schutt untergetaucht oder in die Luft ausgestrichen (vgl. Taf. I). Ausgedehnte Gehängeschuttmassen verhindern leider einen Einblick in die Kontaktzone von Säntis-Decke und subalpiner Randflysch-Zone.

Dem nächsten, durchgehenden Aufschluss bis zu den Globigerinenmergeln der subalpinen Randflysch-Zone begegnen wir am Nordabhang des Lütispizes bei Ober Hohfeld. ARN. HEIM (1905, S. 383 ff., Fig. 20) beschäftigte sich eingehend mit dem Problem der westlichen Fortsetzung der Girenschpiz-Schuppe und kam dabei zu dem Resultat, dass am Nordabhang des Lütispizes eine Verdoppelung des Gewölbes I vorliegen müsse. Es war nicht möglich, an dieser Lokalität zu einer vollauf befriedigenden Lösung zu gelangen. Unsere Profiltafel zeigt immerhin eine weitgehende Übereinstimmung mit den HEIMschen Vorstellungen der Tektonik. Wie ARN. HEIM richtig vermutet hat, liegen tatsächlich untere Öhrlimergel im Kontakt mit den Globigerinenmergeln. Steigt man längs des gut aufgeschlossenen Profils bei Ober Hohfeld in die Höhe, so folgt auf Kote 1420 m die Bank von braunem groboolithisch bis grobspätigem unterem Öhrlikalk und darüber die oberen Öhrlimergel, welche nach einigen Metern in die hellgrauen oberen Öhrlikalken übergehen. HEIM ermittelte dieselbe Abfolge, hatte jedoch den unteren Öhrlikalk an der Basis noch nicht ausgeschieden. Der obere Öhrlikalk scheint normal zu liegen und schwach gegen SE einzufallen. Was darüber folgt, gehört zur Giren-

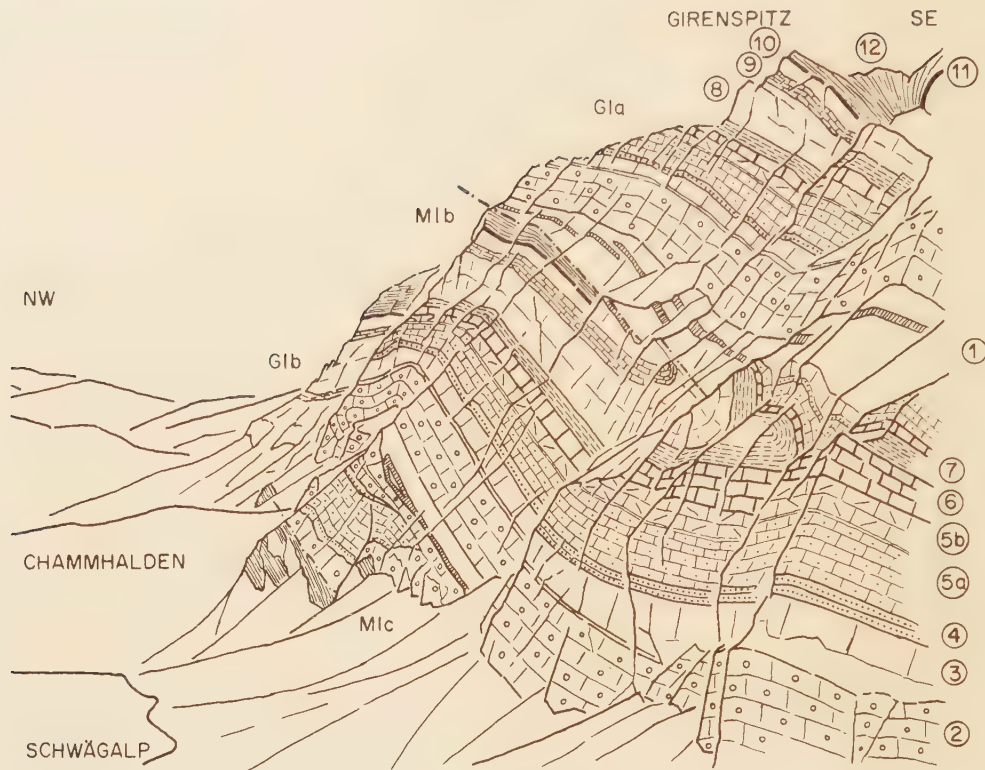


Fig.19a: Das Profil zwischen Girenschpitz und Schwägälp.

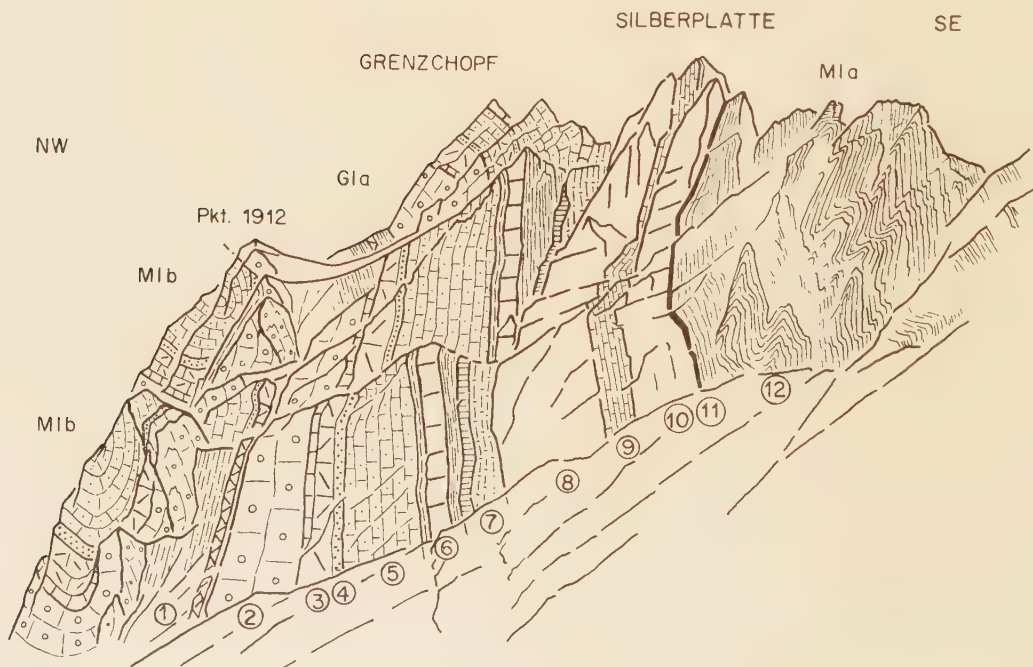


Fig.20a: Das Profil im Querschnitt der Silberplatte.



Fig. 19b.



Fig. 20b.

- | | | |
|---------------------------|-------------------------|---------------------------|
| 1 untere Öhrlichschichten | 5b oberer Kieselkalk | 9 mittlerer Schrattenkalk |
| 2 oberer Öhrlikalk | 6 Altmannschichten | 10 oberer Schrattenkalk |
| 3 Valanginienkalk | 7 Drusbergsschichten | 11 «Mittlere Kreide» |
| 4 Pygurussschichten | 8 unterer Schrattenkalk | 12 Seewerkalk |
| 5a unterer Kieselkalk | | |

Flugaufnahmen: Swissair-Photo AG

spitz-Schuppe, beginnend mit den unteren Öhrschichten und überlagert vom Normalschenkel mit dem gesamten Kreideschicht-Profil bis zu den Seewerkalken der Blauschnee-Mulde am Lütispitz.

Es stellt sich nun die Frage nach der Stellung dieser Basiselemente im Liegenden von G Ia. ARN. HEIM hat sie G Ib zugeordnet. Eine sichere Parallelisierung ist unmöglich, da der Aufschluss von Ober Hohfeld zu isoliert ist. So scheint es uns vorsichtiger zu sein, hier einfach von einer Basisschuppe im Liegenden der Girensnitz-Schuppe zu sprechen.

Bei Schlipf, ca. 500 m E Ober Hohfeld, existiert nochmals ein Aufschluss an der Basis der Säntis-Decke. Hier liegt nicht Globigerinenmergel, sondern eine mächtige Seewerkalklinse im Kontakt zu den Öhrlimergeln von Ober Hohfeld. Diese Seewerkalk-Späne treten sehr oft längs der Basisüberschiebung der Säntis-Decke auf.

Die Lütisalp W Ober Hohfeld liefert keine weiteren brauchbaren Aufschlüsse. Erst am Schindelenberg und Risipass treffen wir das nächstfolgende, durchgehende Profil am Säntisnordrand an. Hier liegen die tektonischen Verhältnisse allerdings etwas anders, als dies von ARN. HEIM (1905, S. 537, Fig. 11) zur Darstellung gebracht wurde (vgl. Taf. II). Auch hier – ähnlich wie bei Ober Hohfeld – müssen wir an der Basis der Girensnitz-Schuppe eine Überschiebungsfläche annehmen, welche einzig den Schönheitsfehler in sich birgt, dass sie uns im Feld nicht klar aufgeschlossen erscheint.

Über einem Seewerkalkspan der Basisüberschiebung folgen im Profil Risipass–Ruestel tektonisch verschieferte, schwarze Mergel, welche wahrscheinlich als Valanginianmergel anzusprechen sind. Darüber liegt eine Antiklinale im oberen Öhrlikalk, welche stellungsmässig der Basisschuppe von Ober Hohfeld entspricht. ARN. HEIM hatte diesem antiklinalen Öhrlikalk eine andere tektonische Stellung zugewiesen. Auf Fig. 11, S. 357 zeichnete er ihn als Antiklinalkern von G Ia und parallelisierte ihn mit dem Öhrlikalk-Antiklinalkern in der Thurschlucht. Allerdings hegte HEIM bereits einige Zweifel, indem ihm aufgefallen war, dass sich seine unteren Öhrlikalke des Schindelenberges in wesentlichen Punkten von typischen unteren Öhrlikalken und ebenso von denjenigen der Thurschlucht unterscheiden. Auch Fig. 11 deckt den Widerspruch auf, indem die echten, groboolithischen unteren Öhrlikalke nicht im Antiklinalkern (Nr. 11), sondern als ca. 10 m mächtige, rostigbraun anwitternde Bank unmittelbar E der Alphütte Ruestel (Nr. 9) zu finden sind. Damit ändert sich auch das Bild der Tektonik und wir kommen zu der auf unserer Profiltafel dargestellten Lösung.

Noch weit komplizierter sind die tektonischen Entwicklungen W vom Risipass, am Schindelenberg, im Rotenstein- und Buechwald. Bereits ARN. HEIM (1905, S. 386 ff.) beschrieb die vielen Schwierigkeiten, mit welchen man hier zu kämpfen hat. Bei Ahorn taucht als erstes das basale antiklinale Risipass-Schuppen-element im Schutt unter, ohne weiter W nochmals aufzutauchen. Man gewinnt den Eindruck, als ob diese Basisschuppe im Niveau der Öhrschichten wurzelwärts abgequetscht werde. Die Schichten im Normalschenkel von G Ia lassen sich ohne irgendwelchen Unterbruch in Richtung Thurschlucht verfolgen. Unter Berücksichtigung der geschilderten Situation am Risipass scheint es uns wahrscheinlich, dass das basale, nach W abtauchende Risipass-Schuppen-element ein abgetrennter und überholter Stirnteil der Girensnitz-Falte (G Ia) darstellt. Es ist sehr wohl möglich, dass entsprechende Stirnelemente von G Ia auch im Profil von Ober Hohfeld und oberhalb der Lütisalp vorliegen.

Die Verhältnisse an der Basis der Säntis-Decke im westlichen Säntisgebirge zeigen uns analoge Verscherungen wie wir sie bereits in der nördlichen Randmulde an der Chammhalde vermutet haben (S. 34). Diese sekundäre Durchscherung von primär angelegten Antiklinalen und Synklinalen am Nordrand des Alpsteins gibt uns den ersten deutlichen Hinweis auf die zweiphasige Entwicklung des Säntisgebirges.

Bei Tritt, mitten im Rotensteinwald, begegnen wir einer kleinen Antiklinalen im oberen Öhrlikalk (ARN. HEIM, 1905, S. 388, Fig. 22). Ohne Zweifel handelt es sich hier um den Kern der Girensnitz-Antiklinale. An dieser Lokalität unterlief HEIM der verhängnisvolle Fehler, indem er die Mergelschichten im Antiklinalkern als Valanginianmergel und die sie umhüllenden gut gebankten, feinoolithischen Kalke darnach folgerichtig als Valanginiankalke betrachtet hatte. Die Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass hier sichere Öhrschichten vorliegen. Durch diese Verwechslung sah sich HEIM genötigt, zu sehr unliebsamen Kunstgriffen Zuflucht zu nehmen, um das tektonische Gebäude einigermaßen im Gleichgewicht zu behalten. Ein solcher Kunstgriff tritt auf seiner Karte beim Ende des Wortes Rotensteinwald zutage, wo er auf unerklärliche Art und Weise den Valanginiankalk im Normalschenkel von G Ia vollständig auskeilen lässt. Damit grenzt nun nach HEIM Kieselkalk direkt an Valanginianmergel, wovon man jedoch im Feld nichts sieht.

Die Weiterverfolgung der «Tritt-Antiklinale» in Richtung Thurschlucht ist in dem sehr steilen, im oberen Teil schwer zugänglichen Buechwald, wo einem jegliche Übersicht fehlt, sehr schwierig. Der Verkehrt-schenkel der mit starkem Achsengefälle gegen SW abtauchenden Antiklinale ist kaum mehr nachweisbar. Im übrigen ist er bereits im kleinen Gewölbe von Tritt sichtbar reduziert. Man kann ihn höchstens noch in den kleinen Scherben von oberem, z. T. auch unterem Öhrlikalk an der Überschiebungsfläche auf die Globigerinenmergel der subalpinen Randflysch-Zone vermuten. Dasselbst finden sich auch immer wieder kleine Linsen von Seewerkalk oder in einzelnen Fällen sogar von Schrattenkalk. Ob diese zerquetschten und oft metamorphosierten Linsen aus Seewerkalk ein direktes Äquivalent des grossen Seewerkalkschubspans der Flammenegg bei Schwendi im östlichen Alpstein darstellen (H. EUGSTER, 1931, 1943), ist auf Grund ihrer ähnlichen tektonischen Stellung wohl möglich, lässt sich jedoch in Anbetracht der grossen Entfernung nicht beweisen.

Die Grenzschichten unmittelbar an der Überschiebungsfläche bestehen sozusagen immer aus stark verschieferten braunschwarzen Mergeln unbestimmten Alters. Der Öhrlikalk im Normalschenkel von G Ia kann als durchgehendes Band im Buechwald in Richtung Thurschlucht verfolgt werden.

Im weiteren begegnet man einigen sehr merkwürdigen Erscheinungen im Normalschenkel von G Ia. Dies betrifft vor allem die Gegend um Pkt. 1327. Valanginian- und Kieselkalkschichten zeigen auffallend grosse Mächtigkeitschwankungen, für die wir keine Erklärung haben. Der Valanginiankalk weist zudem bei Pkt. 1327 in der Streichrichtung einen Knick auf, was zur Folge hat, dass einerseits die Valanginianmergel lokal in ihrer Mächtigkeit stark zusammenschrumpfen, der Kieselkalk und Valanginiankalk andererseits sprunghaft an Mächtigkeit zunehmen. Die von Stein i. Togg. aus gut sichtbare Valanginiankalkwand im Buechwald erreicht die anormale Mächtigkeit von ca. 100 m.

Am Nordausgang der Thurschlucht begegnen wir zum letzten Mal der Antiklinale G Ia. Das einstmals so eindrucksvolle grosse Girenschneidgewölbe des mittleren Säntisgebirges hat hier seine Kraft völlig verloren und taucht als beinahe unscheinbare Falte mit einem starken Achsengefälle am westlichen Ende des Säntisgebirges unter (vgl. Fig. 16). Auffallend ist die rasche Vermergelung der Öhrlichichten auf die kurze Distanz vom Schindelenberg zur Thurschlucht, worauf wir im stratigraphischen Teil (S. 5) bereits näher eingetreten sind. Beim Wegmacherhaus ist der Kern von G Ia im unteren Öhrlikalk aufgeschlossen. Die Antiklinale im oberen Öhrlikalk befindet sich im Wald zwischen Gugger und Iltishag und ist jeweils im Frühjahr und Herbst, wenn die Bäume unbelaubt sind, vom Gegenhang aus gut zu erkennen.

Das enge Quertal der Thurschlucht verdankt seine Entstehung verschiedenen Verwerfungen, welche zwischen Starkenbach und Stein die Säntiskette queren. Beim Bau der neuen Strasse durch die Thurschlucht wurden einige dieser Verwerfungsflächen sehr schön freigelegt.

b) M Ia, G IIb, G IIa, M II, M IIa, M IIb

Mit Ausnahme der Blauschnee-Synklinale (M Ia), welche im westlichen Alpstein die Gratlinie bildet, liegen sämtliche obenstehend aufgezählten tektonischen Elemente S der markanten Kammlinie der Säntis-Zone.

Geologisch besonders interessant ist das Gebiet zwischen Säntis und Stoss. In den weitläufigen, wilden Karrenfeldern aus Schratten- und Seewerkalk begegnet man dem sehr schönen Beispiel einer gegenseitigen Ablösung zweier Antiklinalen. Prachtvoll tritt die Faltenablösung vor allem auf den Senkrechtaufnahmen der Schweizerischen Landestopographie zutage. Dies veranlasste uns, eine photogeologische Skizze (Fig. 21) anzufertigen, welche gemeinsam mit den dazugehörigen Querprofilen (Fig. 22) als Zusammenfassung der tektonischen Verhältnisse zwischen Säntis und Stoss dienen soll.

Nach der Kulmination der Säntis-Antiklinale (G IIb) am Säntisgipfel taucht letztere mit einem Achsengefälle von gegen 30° in Richtung SW ab. Gleichzeitig mit diesem Abtauchen steigt S davon ein neues Gewölbe – die Stoss-Antiklinale (G IIa) – jäh aus den Seewerkalken der Meglisalp-Mulde (M II) empor, bildet bereits am Stossgipfel ein der Säntis-Antiklinale ebenbürtiges Gewölbe und wird in der Folge zum dominierenden tektonischen Element im westlichen Säntisgebirge.

Die abtauchende Säntis-Antiklinale zeigt in den Karrenfeldern noch einige interessante Erscheinungen. So fallen in erster Linie die grossen Unterschiede in der Ausbildung von Normal- und Verkehrt-schenkel auf, was auf Fig. 21 und den dazugehörigen Profilen (Fig. 22) zu ersehen ist. Während der flachliegende Normal-

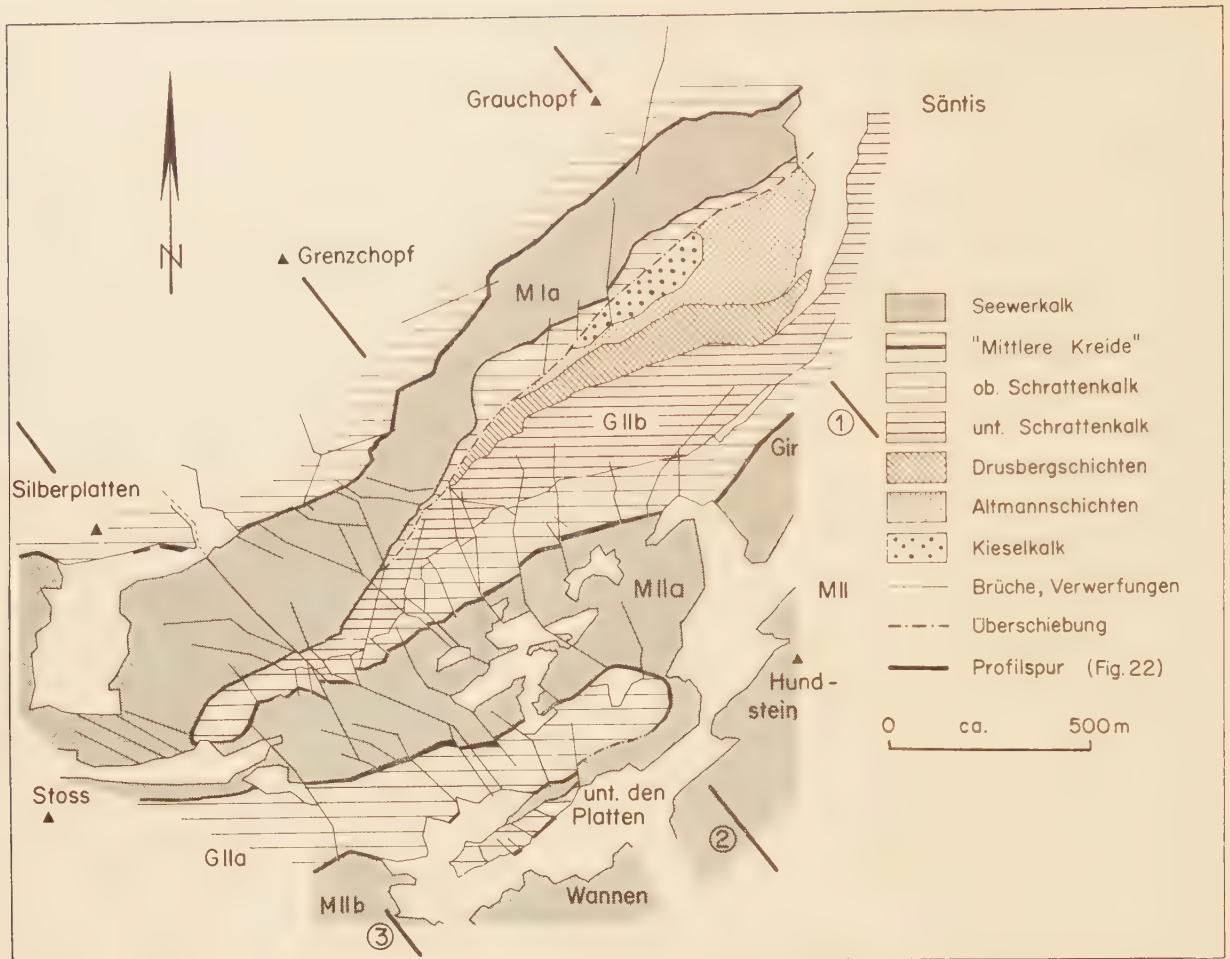


Fig.21: Tektonische Skizze der Gegend zwischen Säntis und Stoss (photogeologisch ausgewertet).

schenkel zwischen Gir und Säntisgipfel in seiner ganzen Mächtigkeit entwickelt ist, weist der überkippte Verkehrtsschenkel eine ausserordentlich starke Mächtigkeitsreduktion seiner Schichten auf und ist stellenweise nur noch als dünne Schrattenkalklamelle aufgeschlossen.

Der Säntisgipfel (Fig.23) liegt unmittelbar auf der Antiklinalumbiegung von G IIb und wird aus plattigen Seewerkalken aufgebaut. N daran anschliessend folgt die schmale, enggepresste Blauschnee-Mulde (M Ia) mit den fächerförmig einfallenden Seewerkalken, welche vom Säntisgipfel herunterziehen. Am Girenspitzsattel, im Kern der Synklinale, trifft man als jüngste Sedimente die Übergangsschichten von Seewerkalk zu Seewerschiefer. SW davon, in der Nähe des Spitzberglis (Pkt. 2119), konnten anhand einer Schlammprobe eindeutige Amdenerschichten nachgewiesen werden mit *Globotruncana concavata carinata* (DALBIEZ) und *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN.

Fig.23 zeigt, wie der Schrattenkalk-Südschenkel mit den umbiegenden Kalkbänken am Säntisgipfel auf seiner Unterlage von Drusbergschichten leicht nach N abgeschoben wurde und auf den Seewerkalk von M Ia aufgefahren ist. Der Verkehrtsschenkel der Säntis-Antiklinale setzt erst W der ausgedehnten Schutthalden am Fuss des Normalschenkels, in der Nähe von Pkt. 2137 ein. Welch ein Gegensatz zum imposanten Südschenkel: hier trifft man nur noch ein auf wenige Meter reduziertes Schrattenkalkband (Profil 1, Fig. 22) an, welches durch eine steile, stellenweise nach S überkippte Bruchfläche von den älteren Schichten im Kern der Antiklinale scharf getrennt ist. Mit dem Abtauchen der Antiklinale gegen SW verschwinden nach und nach auch die Schichten im Kern; bei Pkt. 1924 tauchen die weichen Drusbergschichten unter, welche bei Tal zur Auswitterung einer Längsfurche geführt haben. Die Scherfläche zwischen Normal- und Verkehrtsschenkel lässt sich noch auf kurze Distanz weiterverfolgen, verliert sich dann jedoch innerhalb der Schratten-

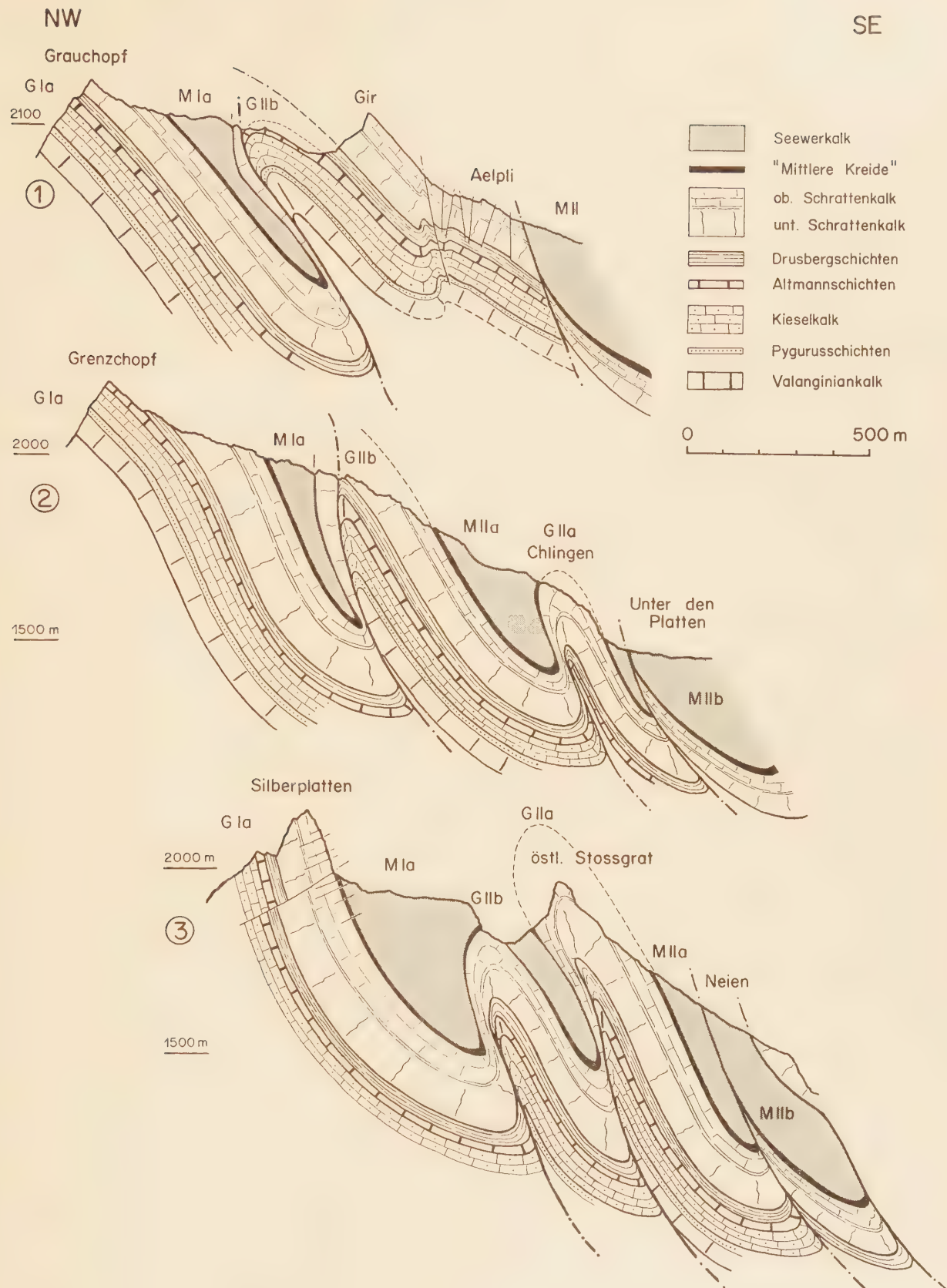


Fig.22: Drei Querprofile zwischen Säntis und Stoss.

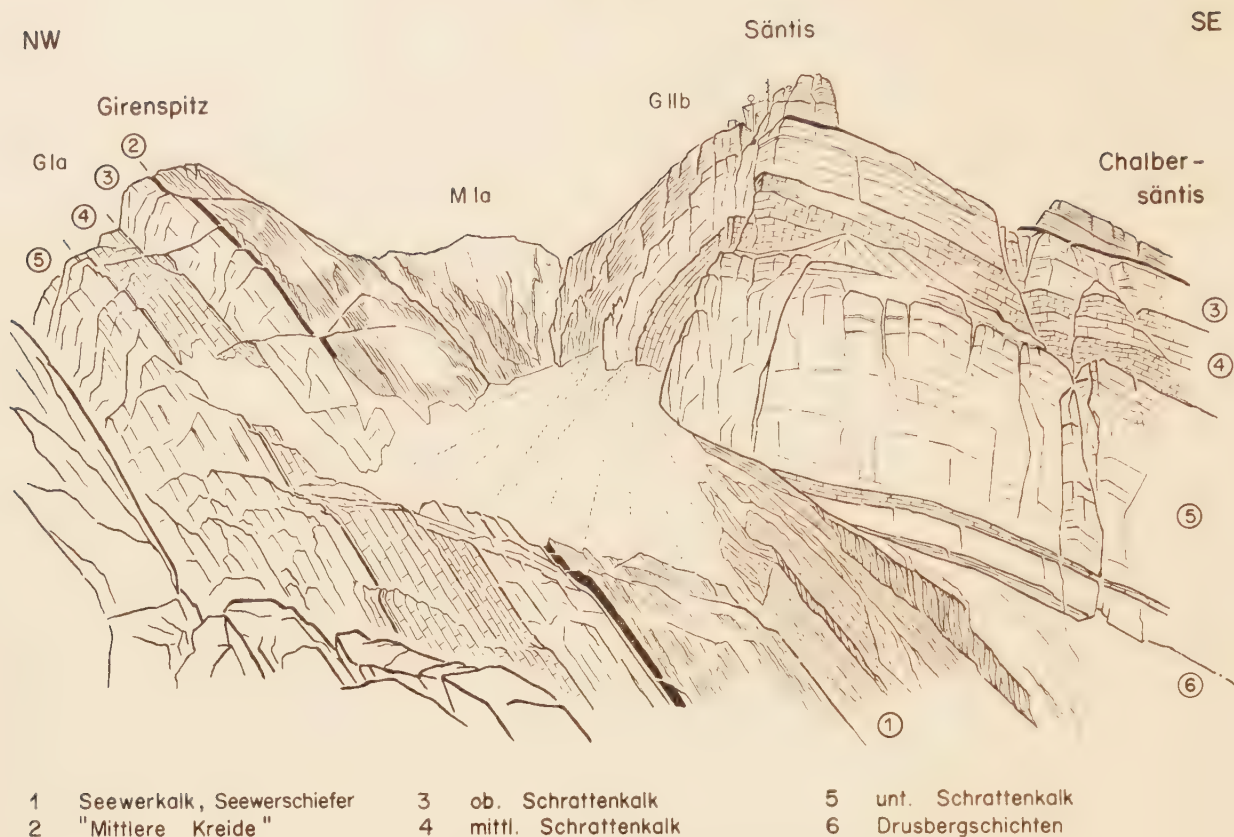


Fig. 23: Girenschpiz-Säntis aus westlicher Richtung gesehen.

kalkschichten. Profil 3 schliesslich zeigt uns, wie G IIb W vom Gruebenseeli als einfache, ungestörte Antiklinale unter die Seewerschichten der vereinigten Blauschnee- und Grueben-Synklinale eintaucht.

Das besonders Eindrückliche der Stoss-Antiklinale sind deren steil emporstehende, hochgepresste und antiklinal umbiegende Schrattenkalkschichten am östlichen Stossgrat. Bei Chlingen endet die Stoss-Antiklinale auf ganz ähnliche Weise wie das Säntis-Gewölbe beim Gruebenseeli (Fig. 24). Die «Mikro-Antiklinale» – eine kleine Stauchfalte – am SW-Fuss des Gir wie auch die zahlreichen Verwerfungen bei Aelpli stehen ohne Zweifel in direktem Zusammenhang mit dem Abtauchen dieses Gewölbes. Etwas schwieriger erscheint uns hingegen die Entstehungsweise der Hauptverwerfung im Südschenkel der Säntis-Antiklinale zwischen Aelpli und Hundstein zu sein. Hier bricht der Schrattenkalk des Südschenkels (siehe Fig. 24) ganz plötzlich ab und die hangenden Seewerkalke schmiegen sich konkordant an die Verwerfungsfläche. Die Verwerfung verliert sich anschliessend ziemlich rasch in den hangenden Seewerkalken. Immerhin kann darin noch eine grössere Schleppung längs der Verwerfungsfläche festgestellt werden, welche uns den Hinweis gibt, dass der Südflügel zum Nordflügel um einen unbestimmten Betrag abgesenkt worden ist.

Eine östliche Fortsetzung der Aelpli-Hauptverwerfung in den Wagenlücke-Bruch (L. E. SCHLATTER, 1941, Taf. VII, Profil 2) scheint allein deshalb wenig wahrscheinlich, weil die Lagerung wie auch der Bewegungssinn am Wagenlücke-Bruch genau entgegengesetzt demjenigen der Aelpli-Verwerfung ist.

Unsicher ist auch die westliche Fortsetzung der Hauptverwerfung, denn W vom Hundstein verschwindet die Verwerfung im Schutt. Zwischen Überchnorren und Unter den Platten, also an der S-Flanke der aufsteigenden Stoss-Antiklinale, trifft man eine isolierte Schrattenkalk-«Schuppe», welche von ALB. HEIM übersehen wurde. Es ist nun möglich, die Aelpli-Verwerfung mit diesem Schrattenkalk-Schubspan in Verbindung zu bringen, und zwar in der Weise, dass die Verwerfung in die Aufschiebungsfläche zwischen Mutteli-Synklinale (M IIa) und Trosen-Synklinale (M IIb) (welche sich beide aus der Meglisalp-Synklinale entwickelt haben) zu ziehen ist.

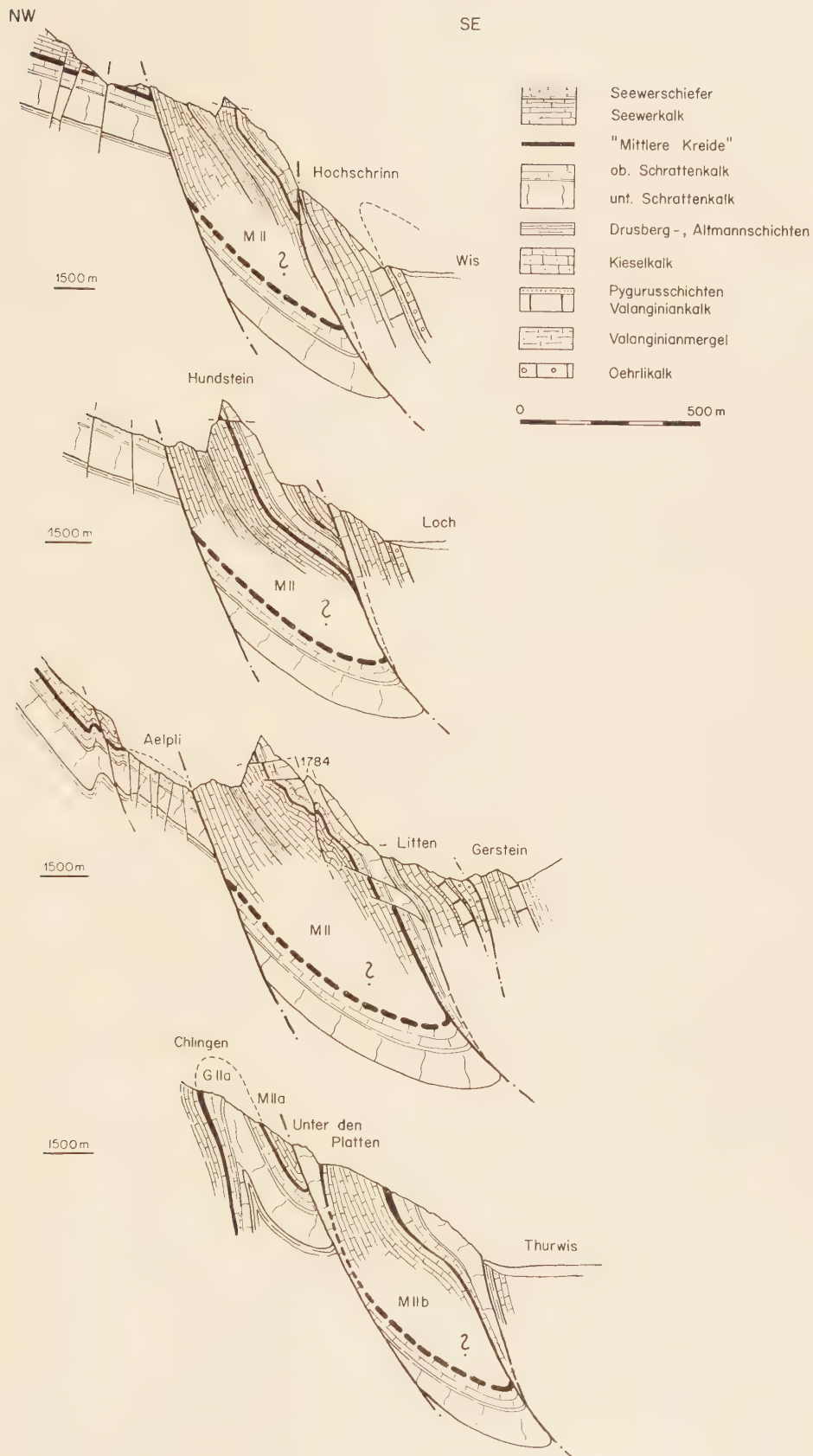


Fig.24: Vier Querprofile aus dem Gebiet des Hundsteins.

Es stellt sich auch die Frage, ob wir in diesem Aelpli-Bruch eine frühorogene Längsstörung sehen müssen, welche unter Umständen auch eine direkte Erklärung für die Gewölbeablösung von Säntis- und Stoss-Antiklinale liefern könnte.

Hierzu ist anzuführen, dass diesbezügliche Merkmale (GÜNZLER-SEIFFERT, 1942), wie Änderung der Schichtmächtigkeit beidseits eines persistenten Bruches, eventuelle stratigraphische Breccien, Sedimentationsstörungen oder Klemmpakete, nirgends festgestellt werden konnten. Die Anlage einer alten Verwerfung, wie man sie aus anderen Gebieten des Helvetikums kennt (C. SCHINDLER, 1959), kann für den Aelpli-Bruch ausgeschlossen werden.

Alles deutet vielmehr darauf hin, dass die Entstehung der Verwerfung in einen relativ späten Zeitpunkt der Faltung fällt und auf faltungsbedingte Spannungen in der Sedimentserie zurückzuführen ist. Wahrscheinlich besteht ein enger Zusammenhang zwischen dem plötzlichen Ausklingen des Stossgewölbes und der Ausbildung dieser Hauptstörung (Ersetzung der Stoss-Falte durch die Verwerfung).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Stoss-Antiklinale am W-Fuss des Chalbersäntis ihr Auftauchen aus der Meglisalp-Mulde durch eine Schar von Verwerfungen und vor allem durch die beschriebene Hauptverwerfung ankündigt.

Tektonisch ganz anders ausgebildet ist die W-Flanke des Stoss. Hier treffen wir nicht mehr die eng umbiegenden Schrattenkalkbänke der östlichen Stoss-Flanke. Fig. 25 zeigt, dass hier eine mächtige Gewölbe-scheitelstörung den Schrattenkalk des Normalschenkels von dem in seiner Schichtmächtigkeit bereits stark reduzierten Schrattenkalk des Verkehrtshenkels scharf trennt. Nunmehr ist die Stoss-Antiklinale zum dominierenden tektonischen Element der Säntis-Zone geworden.

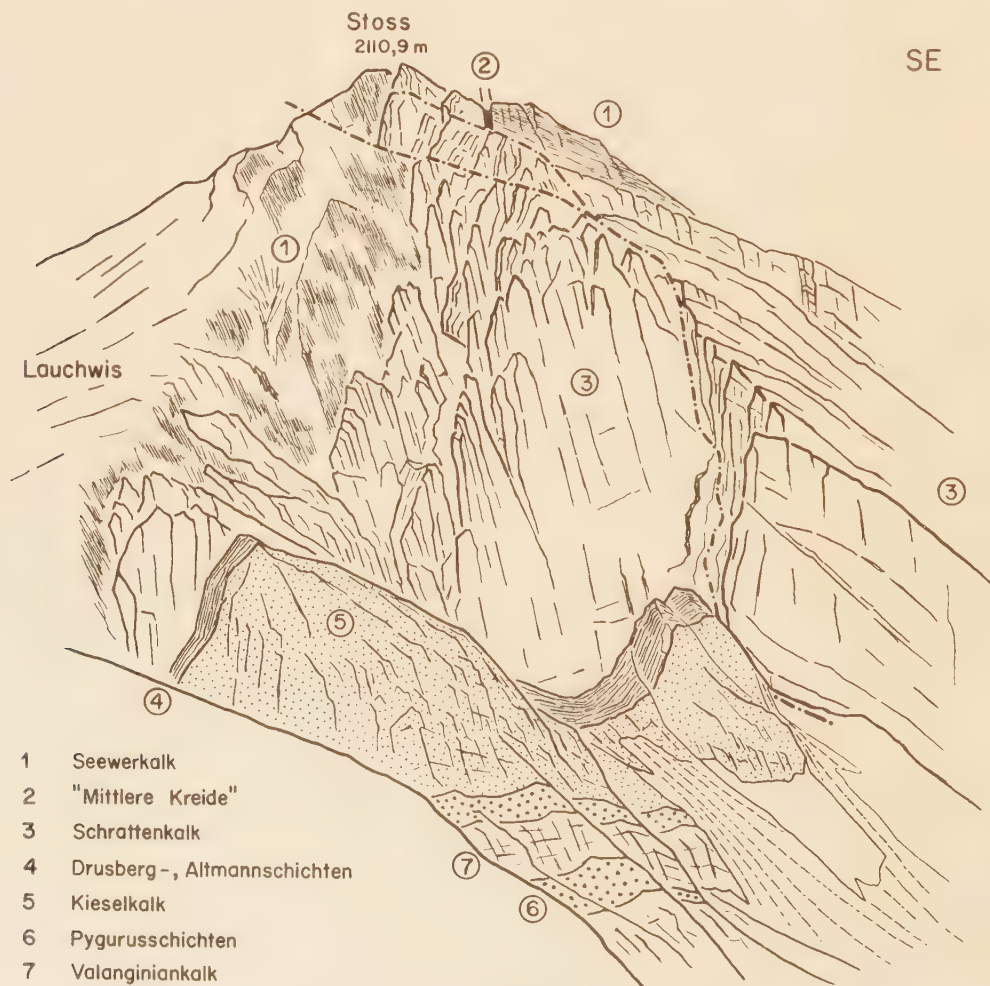


Fig. 25: Ansichtsskizze des Stoss aus SW.

Die Fortsetzung von G IIa am Schwarzchopf, welcher den westlichen Abschluss der grossen Kar-Nische von Schrenit bildet, ist auf Fig. 26 dargestellt. S an die Antiklinale am Schwarzchopf schliessen sich bei Hälegg die eng zusammengestauchten, synklinalen Seewerkalke von M IIa an, welche ihrerseits noch durch Schrattenkalk der Trosen-Synklinale (M IIb) überschoben sind.

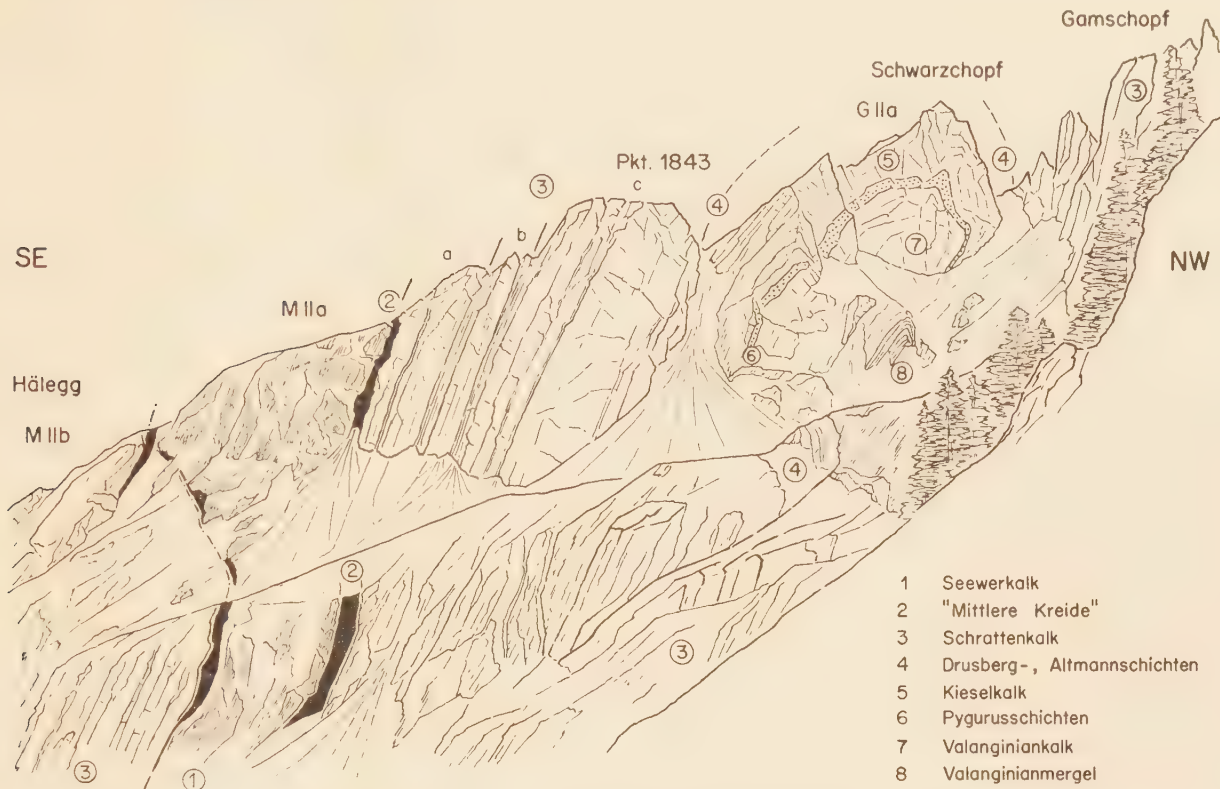


Fig. 26: Ansichtsskizze der Gegend zwischen Hälegg und Schwarzchopf.

Eine weitere Kar-Nische, diejenige von Farenboden-Seewis, liefert uns einen Aufschluss bis in die tiefsten Schichten im Kern von G IIa. Auf Fig. 27 erkennen wir – im Gegensatz zu den Verhältnissen am Schwarzchopf – verschiedene kleine Überschiebungsflächen, welche die Valanginiankalke, Pygurusschichten und Kieselkalke dachziegelartig zusammenschieben.

Weiter westwärts ändert sich die Tektonik nur unwesentlich. Einzig M Ia mit ihrer Seewerkalkfüllung greift allmählich von N her über die Kammlinie und baut die Gipfelpartie des Lütispitzes auf (Fig. 28).

Überraschend sind die unerwarteten Änderungen an der Lütispitz-SW-Flanke (Fig. 29). Während wir an der E-Seite einen ungestörten Verkehrtshenkel konstatieren können, ist dieser an der SW-Seite mehrmals zerrissen und in seiner Schichtmächtigkeit stark reduziert.

Am Lütispitz sind es gleich zwei Falten, welche gegen SW in die Luft ausstreichen: G IIa und M IIa.

Zwischen Neuenalpitz und Lütispitz ändert sich der landschaftliche Charakter; die schroffen Felswände treten zurück und vermehrter Waldbestand tritt an deren Stelle. Auch die Tektonik zeigt ein etwas neues Bild.

ARN. HEIM (1905) hat die geologischen Verhältnisse dieser Gegend eingehend beschrieben (S. 369–378), so dass wir uns darauf beschränken können, nur die tektonisch bedeutungsvollen Daten anzuführen. Dabei sei zuerst einmal auf die Profildarstellungen und Zeichnungen von ARN. HEIM sowie auf unsere Profiltafel verwiesen, anhand deren die Zusammenhänge studiert werden können.

Am Westabhang des Lütispitzes zeigt sich im Seewerkalkkern der mächtigen Blauschnee-Synklinale eine kleine, enggepresste und steilgestellte Schrattenkalk-Antiklinale. Nach W taucht diese Antiklinale kurz

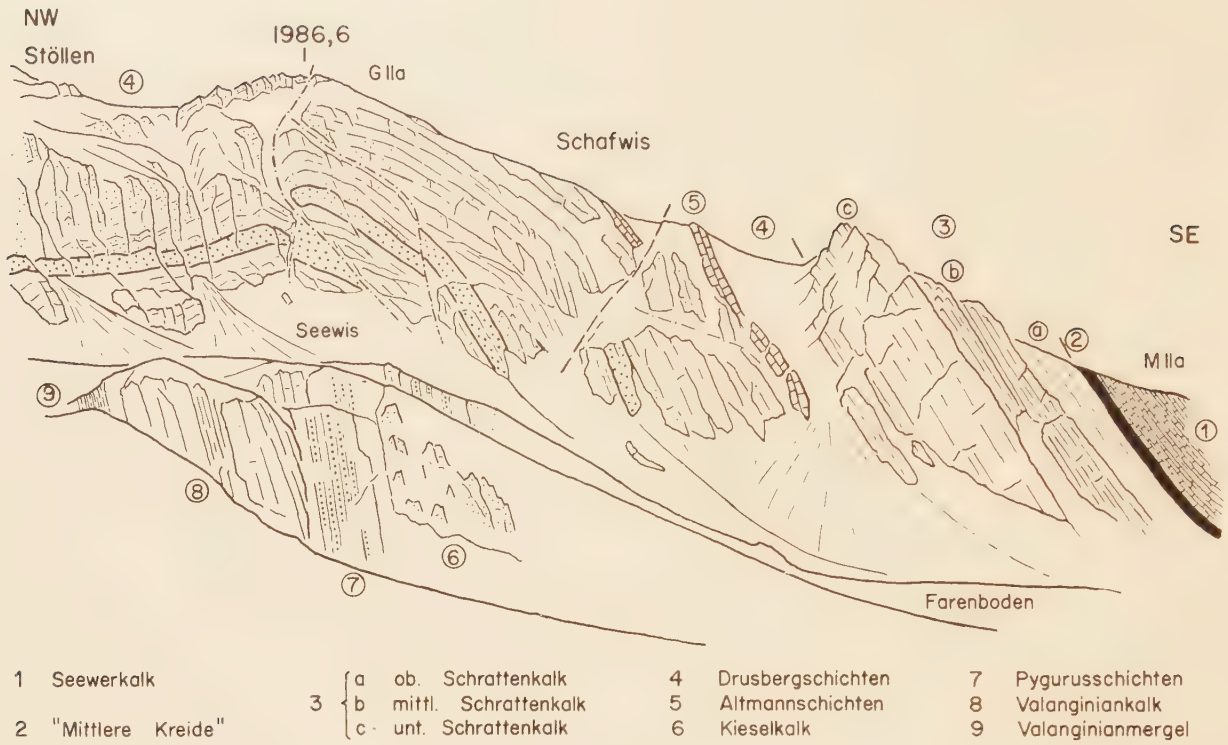


Fig. 27: Ansichtsskizze der Gegend Farenboden-Schafwis-Stöllen.

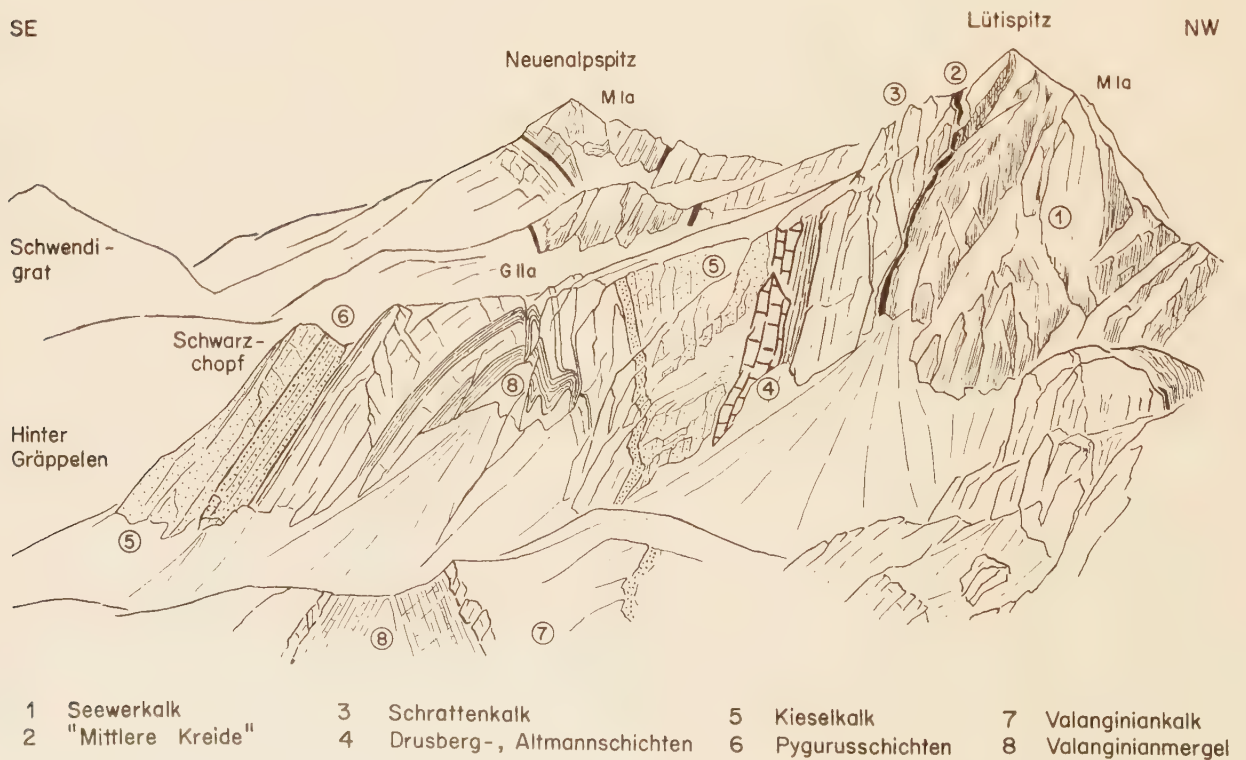


Fig. 28: Lütispitz und Neuenalpspitz von der Schafwis aus gesehen.

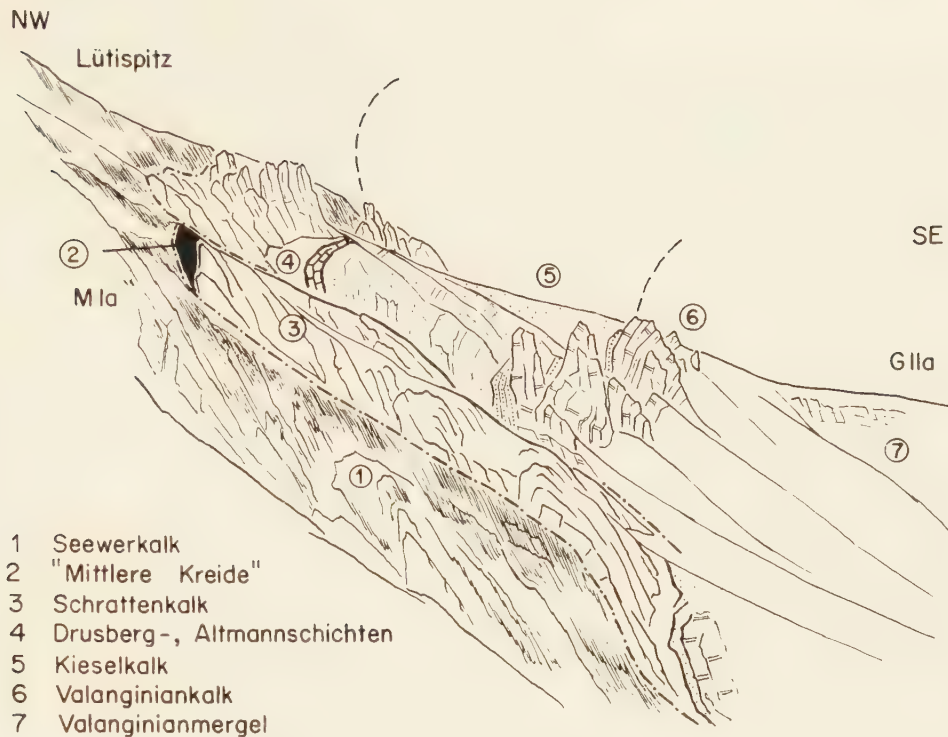


Fig. 29: Der Verkehrtshenkel von G IIa an der Südflanke des Lütispitzes.

unter, gelangt jedoch bei Hinterhorn wieder an die Oberfläche und findet dann ihr Ende am Südabhang des Neuenalpspitzes. S an diese Hinterhorn-Antiklinale folgt eine neue kleine Seewerkalk-Synklinale, welche ebenfalls am Neuenalpspitz ausläuft (Index y, ARN. HEIM). Ob diese Antiklinale mit der im E abgetauchten Sántis-Antiklinale gleichgestellt werden darf, wie dies ARN. HEIM vermutet hat, ist unsicher.

Als südlichstes und zugleich letztes Element der Sántis-Zone im westlichen Alpstein erscheint noch eine ausserordentlich schmale, stark nach N überkippte Synklinale (Index z bei ARN. HEIM) mit einem Schrattenkalkkern. Ob diese letzte Synklinale, welche von Chlus nach Unterstofel verläuft, mit der am Schwarzchopf austreichenden Mutteli-Synklinale zu vergleichen ist, bleibt ungewiss.

ARN. HEIM (1905) zeigt auf Fig. 17, S. 373 in vier kleinen Querprofilen anschaulich, wie sich sämtliche Faltenstrukturen am Neuenalpspitz in Richtung Thurschlucht auf kürzeste Distanz völlig ausglätten.

Somit können wir feststellen, wie sich die Tektonik am westlichen Ende der Sántis-Zone sehr rasch beruhigt und vereinfacht; die Antiklinalen und Synklinalen streichen entweder in die Luft oder sie glätten sich aus. Wir begegnen in diesem westlichen Teil des Sántisgebirges einer Art Anfangsstadium der Faltenentwicklung. Dieselben Antiklinalen und Synklinalen der Sántis-Zone, welche zwischen der Thurschlucht und dem Lütispitz in ihrer Grösse noch recht bescheiden wirken, nehmen gegen NE zusehends an Mächtigkeit zu und bilden schliesslich den imposanten Faltenwurf im Gebiet des mittleren Sántisgebirges.

3. Rotsteinpass-Gräppelen-Zone

Die Rotsteinpass-Gräppelen-Zone stellt eine morphologisch auffallende Längsfurche dar, welche den Alpstein zwischen dem Sax-Schwendi-Bruch im E und Starkenbach im W in zwei tektonisch voneinander verschiedene Teile zerlegt. Besonders klar kommt diese mittlere Zone des Sántisgebirges auf Fig. 12 zur Geltung. Die Aufnahme zeigt auch, dass die Aufschlussverhältnisse in dieser kompliziertesten Zone des Alpsteins, so vor allem im gesamten Gräppelental, leider recht mangelhaft sind.

Eines der schwierigen Probleme dieser Zone ist die Abklärung der gegenseitigen Stellung des Gräppelental zum Tal der Sántisthur, d. h. die Frage: Stellt das Gräppelental die direkte westliche Fortsetzung des

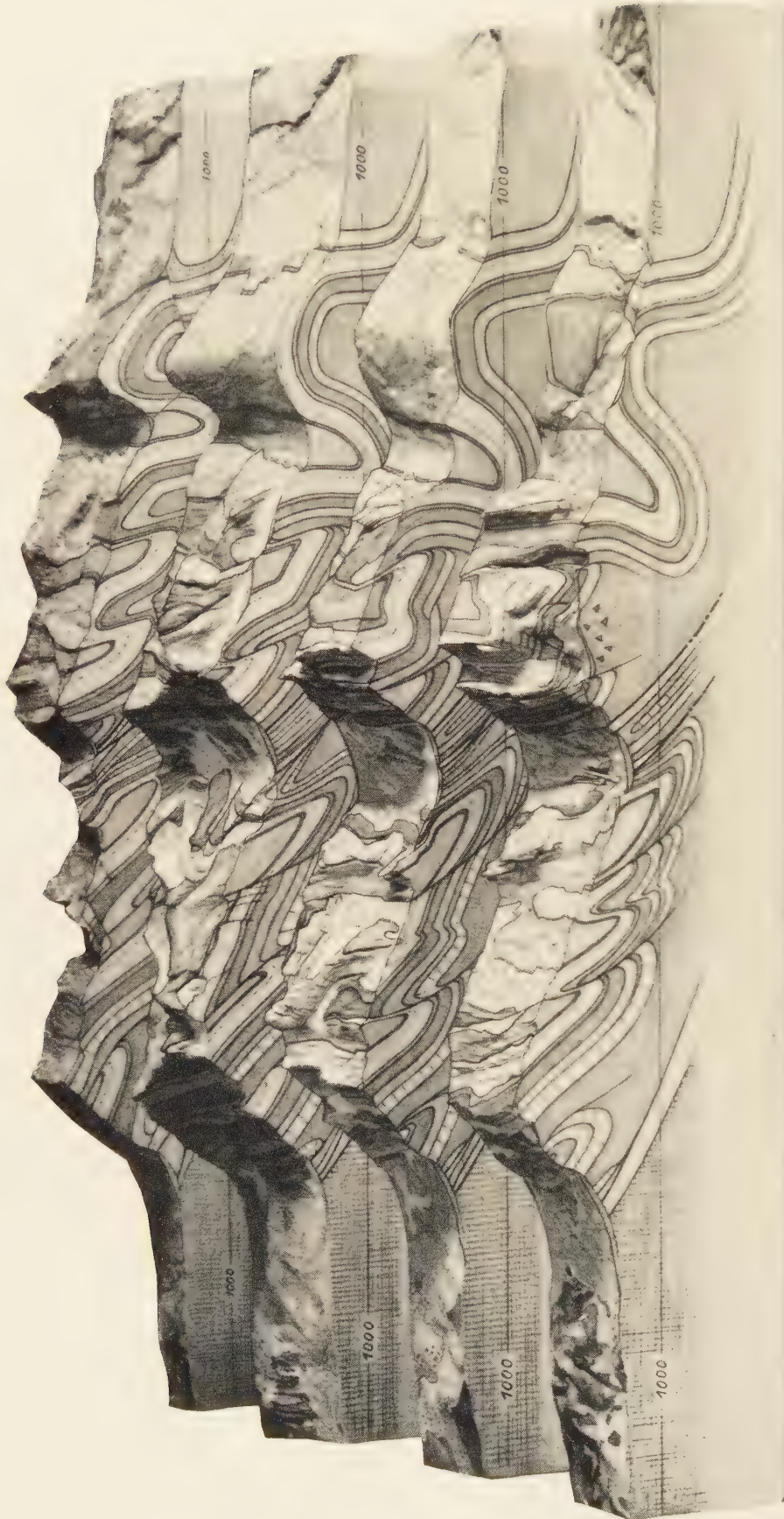


Fig. 30: Reliefdarstellung des westlichen Sauerlandgebirges (vgl. auch Fig. 12).

Dank der Freundlichkeit von Herrn Dr. Ing. H. Kappeler, Frauenfeld, bin ich in der glücklichen Lage, eine Aufnahme seines in Gips geschaffenen geologischen Apsteinreliefs wiedergeben zu dürfen. Ich möchte es nicht unterlassen, Herrn Dr. Kappeler auch an dieser Stelle für sein grosses Entgegenkommen und für alle seine Bemühungen recht herzlich zu danken.

Unser Bild zeigt den Abschnitt zwischen Hängeten-Rossmad-Altman-Mutsehen im E (hinterster Block) und Tierwis-Hundstein-Wildhuser-Schafberg-Bannwald im W (vorderster Block). Die Verschiedenartigkeit der Tektonik in den drei Längszonen kommt in dieser geologischen Reliefdarstellung mit aller Klarheit zum Ausdruck. Besonders schön kann die Faltenentwicklung in der Altman-Schafberg-Zone verfolgt werden, und ebenso unverkennbar ist die kräftige Heraushebung des Wildhuser-Schafberges bis zu seinem unvermittelten Abbruch bei Gamplüt.

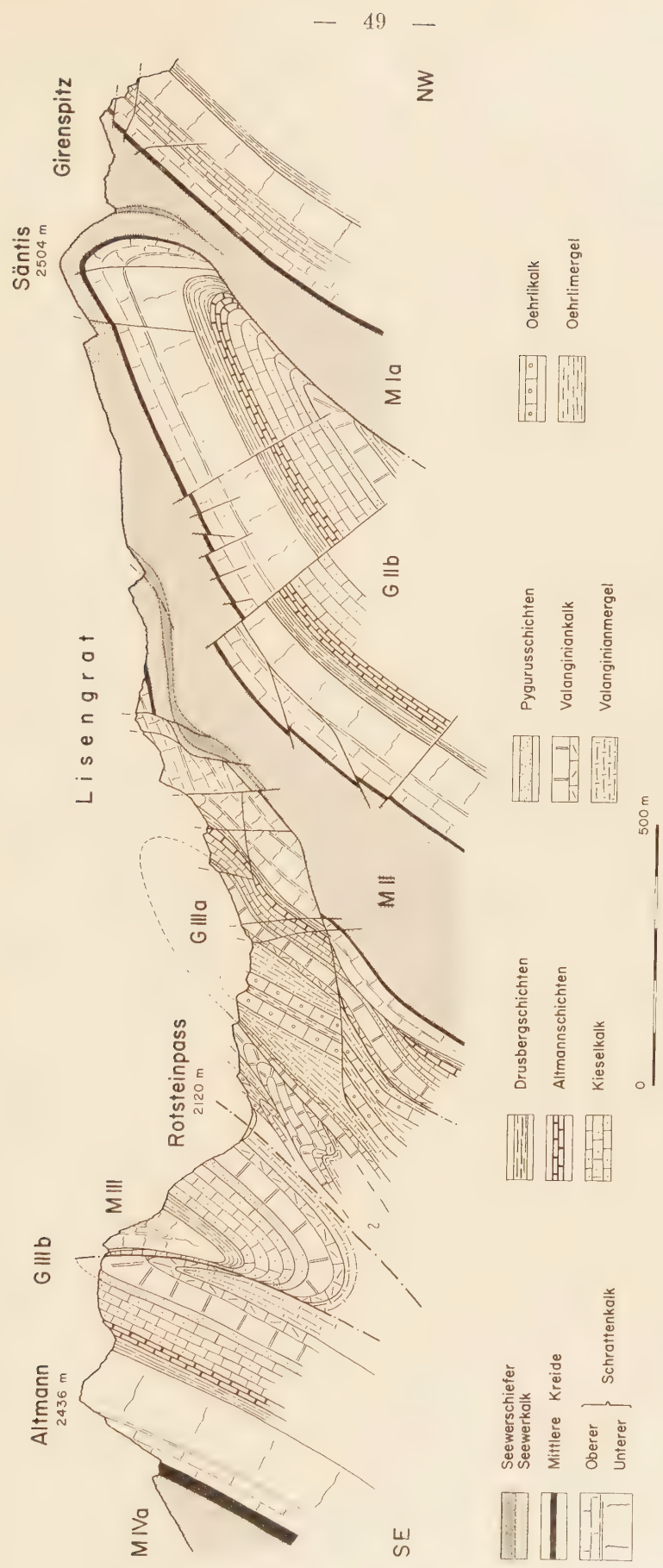


Fig. 31: Das geologische Profil zwischen Säntis und Altmann.

obersten Sämtisthurltales dar? (vgl. Taf. I). Aus Gründen, welche später noch näher erläutert werden sollen, scheint es uns vorerst das Gegebene, einerseits von einer Rotsteinpass-Zone im Gebiet zwischen Widderalp-Bötzel-Oberchellen-Rotsteinpass-Schafboden-Thurwis-Alpli zu sprechen, in deren direkten westlichen Fortsetzung andererseits die Gräppelen-Zone anschliesst, welche vom Alpli durch das gesamte Gräppelental bis ins Chlus-Tobel bei Starkenbach reicht.

a) Rotsteinpass-Zone

Ein prachtvolles, lückenlos aufgeschlossenes Profil durch diese mittlere Zone befindet sich am Rotsteinpass (siehe Fig. 31). Dieses Profil vermittelt ein instruktives Bild vom tektonischen Stil der Rotsteinpass-Zone. Als zentrales Element tritt hier G IIIa, die Rotstein-Antiklinale, mit ihrem Kern aus Öhrlichschichten auf. G IIIa stellt ohne Zweifel das primäre Bauelement dieser Rotsteinpass-Zone dar. Das starke axiale Abtauchen von G IIIa in Richtung E hat zur Folge, dass die Öhrlikalken gegen den Horst zu in den Valanginianmergeln untertauchen (Fig. 32, 38). Am Horst sind es dann die Valanginiankalke, welche antiktinal umbiegen (Fig. 38). Der Öhrlikalkkern lässt sich gegen E wiederum im schutterfüllten Kessel von Oberchellen und weiter als deutliche kleine Antiklinale am W-Fuss des Bötzelchopfes (siehe L. E. SCHLATTER, 1941, Abb. 6, Taf. III sowie Profil 6, Taf. VIII) erkennen.

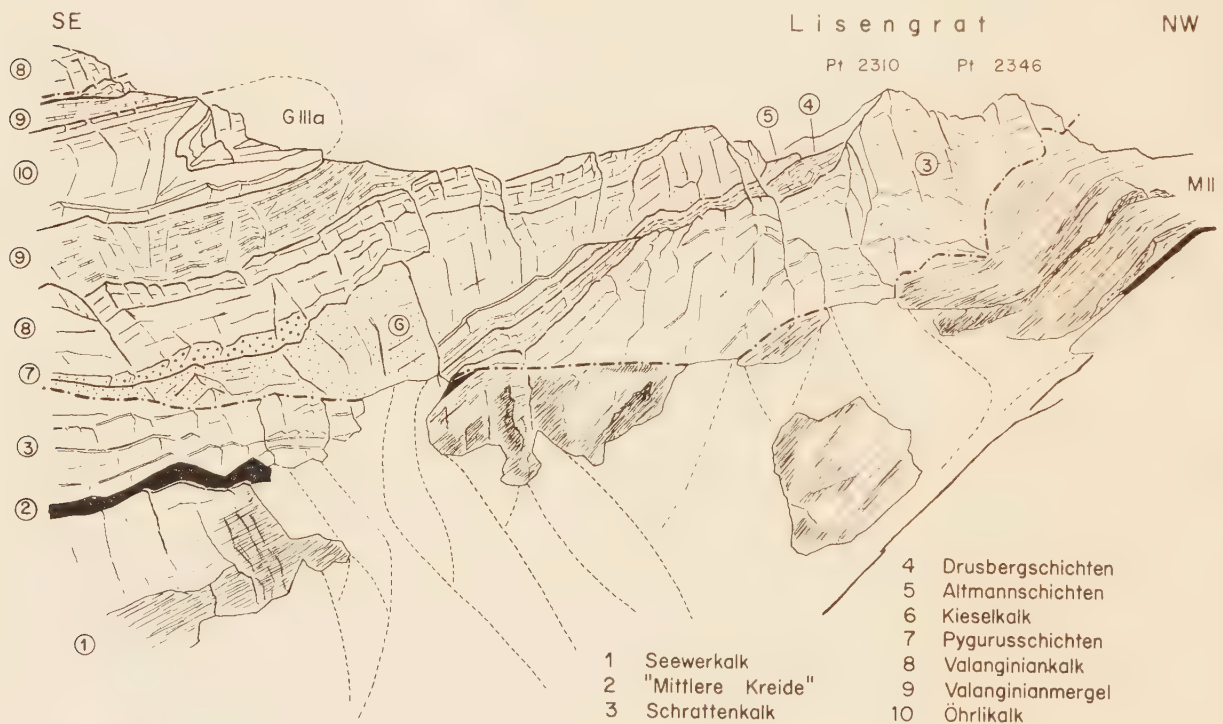


Fig. 32: Ansichtsskizze des Lisengrates von der Wagenlücke aus.

Wichtig für das Verständnis der Gesamttektonik der Rotsteinpass-Zone ist die Ausbildung des Verkehrt-schenkels der Rotstein-Antiklinale, mit andern Worten die Grenze zwischen Rotsteinpass- und Sämtis-Zone. Hierfür ist Fig. 32 besonders instruktiv, kommt daselbst doch mit aller Deutlichkeit zum Ausdruck, dass im Gebiet des Lisengrates ein Überschiebungskontakt zwischen der zur Sämtis-Zone zu zählenden Meglisalp-Synklinale (M II) im Liegenden und der Rotstein-Antiklinale als deren Hangendem besteht. Immerhin ist zu bemerken, dass der Inversschenkel von G IIIa als solcher noch erhalten geblieben ist und dass die Trennung von Sämtis- und Rotsteinpass-Zone nur im Gebiet des Lisengrates durch gut sichtbare, markante Überschiebungsflächen gekennzeichnet ist. Diese tektonische Trennung zwischen Sämtis- und Rotsteinpass-Zone muss hier einer sekundären Verscherung des einstmals sicherlich ungestörten Verkehrt-schenkels der Rotstein-Antiklinale zugeschrieben werden.

Von den Verhältnissen am Lisengrat liefern auch ALB. HEIM (1905, Fig. 3, Taf. XI) sowie L. E. SCHLATTER (1941, Fig. 2, S. 78) eine Darstellung.

Der mächtige Schrattenkalk am Lisengrat im Verkehrtshenkel von G IIIa (Fig. 32) – nennen wir ihn von nun an kurz Lisengrattschrattenkalk – wird in seinem unteren Teil von einer Überschiebungsfläche schief abgeschnitten, fehlt in der Folge auf einer kurzen Strecke vollkommen und setzt anschliessend als stark reduziertes Schichtglied in Richtung Horst wieder ein. Die Überschiebungsfläche liegt diskordant zur allgemeinen Schichtung. In derselben Weise wird auch der Kieselkalk durch die gleiche Schubfläche abgeschnitten, was ebenfalls das beinahe vollständige Auskeilen dieses Schichtgliedes zur Folge hat.

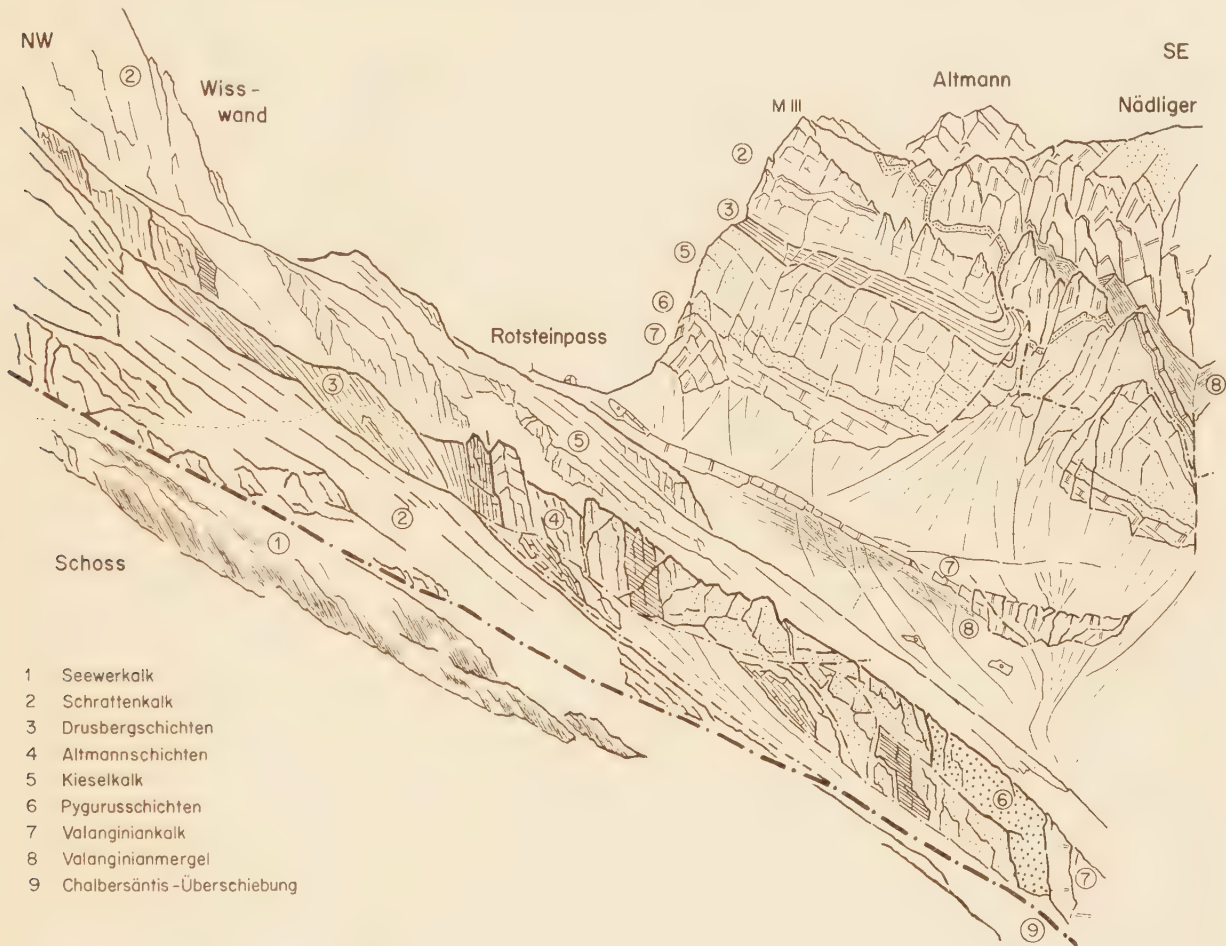


Fig. 33: Skizze der geologischen Verhältnisse bei Schoss an der Grenze zwischen Säntis- und Rotsteinpass-Zone.

Auch SW vom Lisengrat lässt sich ein tektonischer Kontakt zwischen Säntis- und Rotsteinpass-Zone feststellen. Hier handelt es sich um eine neue Überschiebungsfläche, welche man als die Hauptüberschiebung der Rotsteinpass-Zone auf die Säntis-Zone bezeichnen könnte. Sie soll fortan als Chalbersäntis-Überschiebung bezeichnet werden. Abermals ist es der Lisengrattschrattenkalk (Fig. 33), welcher diskordant dem Seewerkalk der Meglisalp-Synklinale aufgeschoben ist. Die Aufschiebung auf die Säntis-Zone ist so stark, dass der Lisengrattschrattenkalk oberhalb Schoss in sich selber dreifach verschuppt ist. Die mittlere Schuppe hat zudem die Basisschuppe überfahren und ist anschliessend noch verfaltet worden. Fig. 34 zeigt, wie diese lokalen Schuppen im Lisengrattschrattenkalk bei Schoss durch die Chalbersäntis-Überschiebung basal abgeschnitten werden. Diese Verschuppung kann nur in eine 2. Phase der Faltung des Alpsteins gestellt werden, denn vom mechanischen Standpunkt aus ist eine solche «normale» Schuppenbildung in einem Verkehrtshenkel im Zeitpunkt der primären Faltenbildung undenkbar. Diese Feststellung spricht somit eindeutig für eine späte Anlage der Chalbersäntis-Überschiebung.

NW Chalbersäntis

SE

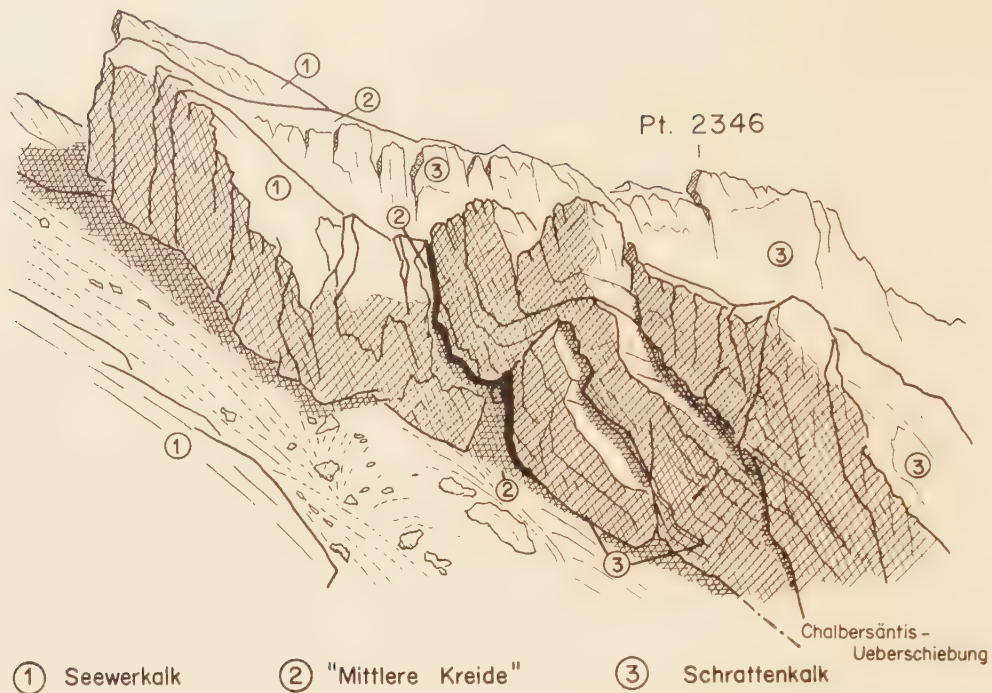


Fig.34: Die Verschuppung des Lisengratschrattekalkes am Chalbersäntis.

Wenn wir die Öhrlschichten im Kern der Rotstein-Antiklinale nach SW in Richtung Schafboden verfolgen (vgl. Fig.35), so können wir in der schutterfüllten Mulde von Brünnen erkennen, wie der obere Teil der Antiklinale an einer flach nach SE einfallenden Überschiebungsfläche, welche möglicherweise mit derjenigen am NE-Absturz des Lisengrates (Fig.33) identisch ist, nach N abgeschoben wurde. Diese Art flachliegender, meist nach SE einfallender und vielfach schaufelförmiger Schubflächen ist typisch für dieses Gebiet. Sie zeigen immer wieder, dass das Hangende vom Liegenden nach N abgeschoben wurde. Unterhalb Brünnen tauchen die Öhrlschichten im Schutt unter, ohne dass man davon weiter W eine gesicherte Fortsetzung nachweisen könnte.

Mit dem Abtauchen der Rotstein-Antiklinale stellt sich gegen W ein neues Antiklinalelement ein, die Schafboden-Falte, welche stellungsmässig N an die abgetauchten Öhrlschichten anzuschliessen scheint. Der Kern dieser Schafboden-Falte befindet sich beim Gasthaus Schafboden (Fig.30, 43, 50) und wird aus Valanginianschichten und -mergeln gebildet. Man wird durch diese unerwartete Antiklinale des Schafbodens ziemlich überrascht, zumal sie durch die Erosion, welche ihren Westteil weggefressen hat, noch auffallender in Erscheinung tritt.

Für die Tektonik zwischen Thurwis und Rotsteinpass ist die Schafboden-Falte von entscheidender Bedeutung. Es fällt uns auf, dass wir in der Gegend des Schafbodens vergeblich nach den jüngeren Schichtgliedern im Südschenkel der Antiklinale suchen. 300 m höher oben am Schoss treten hingegen wieder Kieselkalke, Altmannsschichten und Drusbergschichten auf, welche zwischen Brünnen und Schoss (vgl. Fig.36) zu einer schönen Antiklinale verfault sind (Schoss-Falte).

Es stellt sich uns nun die Frage, ob sich ein Zusammenhang zwischen den Schichten am Schoss und denjenigen der Schafboden-Falte ermitteln lässt. Hierzu zeichnet sich eine überraschende Lösung durch die Feststellung ab, dass die Valanginianschichten der Schafboden-Falte ein starkes axiales Gefälle nach NE aufweisen. Diese Tatsache rechtfertigt die Annahme, dass durch das Abtauchen der Schafboden-Falte die jüngeren Schichtglieder vom Normalschenkel abgeschoben und längs der Chalbersäntis-Überschiebung in die Höhe gefahren sind. Fig.33, 43 sowie auch Tafel II geben ein Bild der Art und Weise, wie diese Schichten



Fig.35: Westseite des Rotsteinpasses aus Richtung Schafboden gesehen.

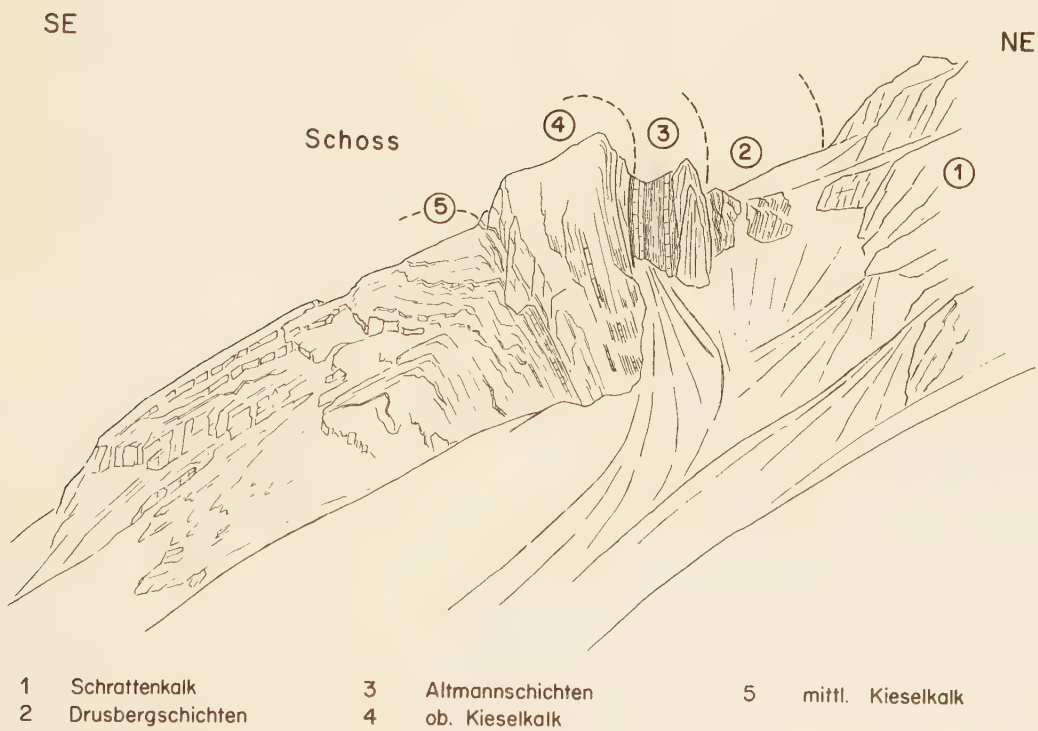


Fig.36: Skizze der Schossfalte.

an der Säntis-Zone hochgequetscht worden sind. Im Hangenden der Chalbersäntis-Überschiebung ist es zur Ausbildung der Schoss-Falte mit einem reduzierten Verkehrt- und Normalschenkel gekommen. Der hangende Schenkel mit seiner Antiklinalumbiegung zwischen Brünnen und Schoss (Fig. 33, 36) ist längs eines Gewölbescheitelbruches noch um einiges höher gepresst worden als der dazugehörige Liegendschenkel.

Bereits L. E. SCHLATTER (1941, S. 81) weist darauf hin, dass sämtliche Elemente, so insbesondere der Lisengratschraffenkalk, welche im Hangenden der Chalbersäntis-Überschiebung liegen, nebst ihrer diskordanten Auflagerung auf die Meglisalp-Synklinale eine zusätzliche tektonische Verstellung zeigen, und zwar in der Weise, dass sie in der Streichrichtung bis zu 20° nach N über W vom normalen Streichen der Säntisstrukturen abweichen (Rotation im Uhrzeigersinn). E vom Rotsteinpassgrat lässt sich dann wieder das übliche Säntisstreichen feststellen.

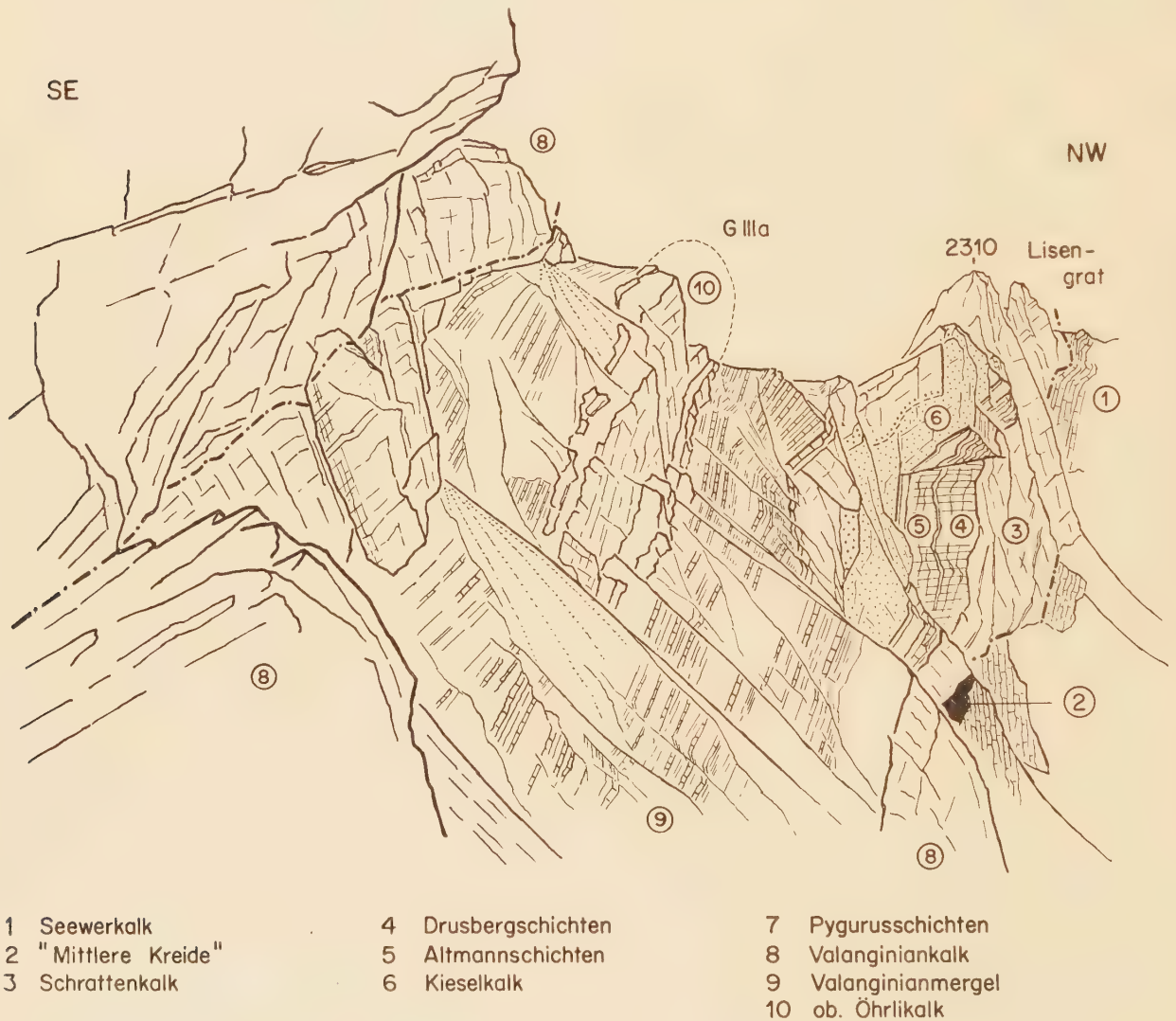


Fig. 37: Rotstein-Antiklinale und Lisengrat von Pkt. 1979 am Weg Meglisalp-Rotsteinpass aus gesehen.

Somit kristallisieren sich die Zusammenhänge für das tektonisch bedeutungsvolle Gebiet zwischen Rotsteinpass und Schafboden allmählich heraus, und zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

Als eigentliches Kernstück der Rotsteinpass-Zone erscheint N vom Rotsteinpass die Öhrlikalk-Antiklinale G IIIa, welche nach W unterhalb von Brünnen im Gehängeschutt untertaucht. Ihre östliche Fortsetzung läuft in den Horst und weiter in den Talboden von Oberchellen. Die Schichtglieder im Verkehrt-schenkel von G IIIa liegen gut aufgeschlossen am Lisengrat vor und werden durch den Lisengratschraffen-

kalk dominiert. Die Schafboden-Falte, welche am Schafboden ein starkes Axialgefälle gegen NE aufweist, kann als eine Art westliches und beim späten Vorschub der Lisengratelelemente zurückgebliebenes Äquivalent der Rotstein-Antiklinale angesprochen werden. Möglicherweise liegt zwischen der Rotstein-Antiklinale einerseits und der Schafboden-Falte andererseits eine komplizierte Faltenablösung vor, welche jedoch infolge der mangelnden Aufschlüsse an den entscheidenden Stellen nicht bewiesen werden kann. Das Abtauchen der Schafboden-Falte hatte zur Folge, dass die jüngeren Schichtglieder im Normalschenkel abgeschert und auf der Chalbersäntis-Überschiebung zum Schoss hinauf verfrachtet wurden, wo sie zur Schoss-Falte zusammengestaucht wurden. Die direkte Konsequenz davon war ein Abdrehen des Lisengratschattenskalkes um ca. 20° nach N um einen östlichen Angelpunkt, der etwas N vom Rotsteinpass liegen dürfte.

Betrachten wir nun die S auf die Rotstein-Antiklinale folgenden tektonischen Elemente, so zeigt Fig. 35 vorerst die absteigende Valanginiankalk-Rippe im Normalschenkel von G IIIa W des Rotsteinpasses. Dieser Valanginiankalk ist in seiner Mächtigkeit stark reduziert und wird an einer etwas unscheinbaren, jedoch gesicherten Überschiebungsfläche von einem neuen Valanginiankalk-Element überlagert. Auf Fig. 37 ist diese Überschiebung, welche Valanginiankalk zu Valanginiankalk in Kontakt bringt, von Pkt. 1979 (am Weg von der Meglisalp zum Rotsteinpass) aus dargestellt. Am Rotsteinpassgrat liegen auf dem Valanginiankalk die Valanginianmergel mit ihren typischen Exogyren und daran anschliessend folgen beim Gasthaus die oberen Öhrlikalk. Auf Fig. 35 ist zu sehen, dass der unterste Öhrlikalk-Aufschluss unmittelbar W vom Rotsteinpass eine deutliche Antiklinalstruktur aufweist. Von diesem Öhrlikalkkern wurden kleine Schuppen losgetrennt. So steht beispielsweise das Gasthaus auf einer solchen Schuppe, und der kleine Felskopf mit der Fahnenstange N des Gasthauses besteht ebenfalls aus einem kleinen Schubspan.

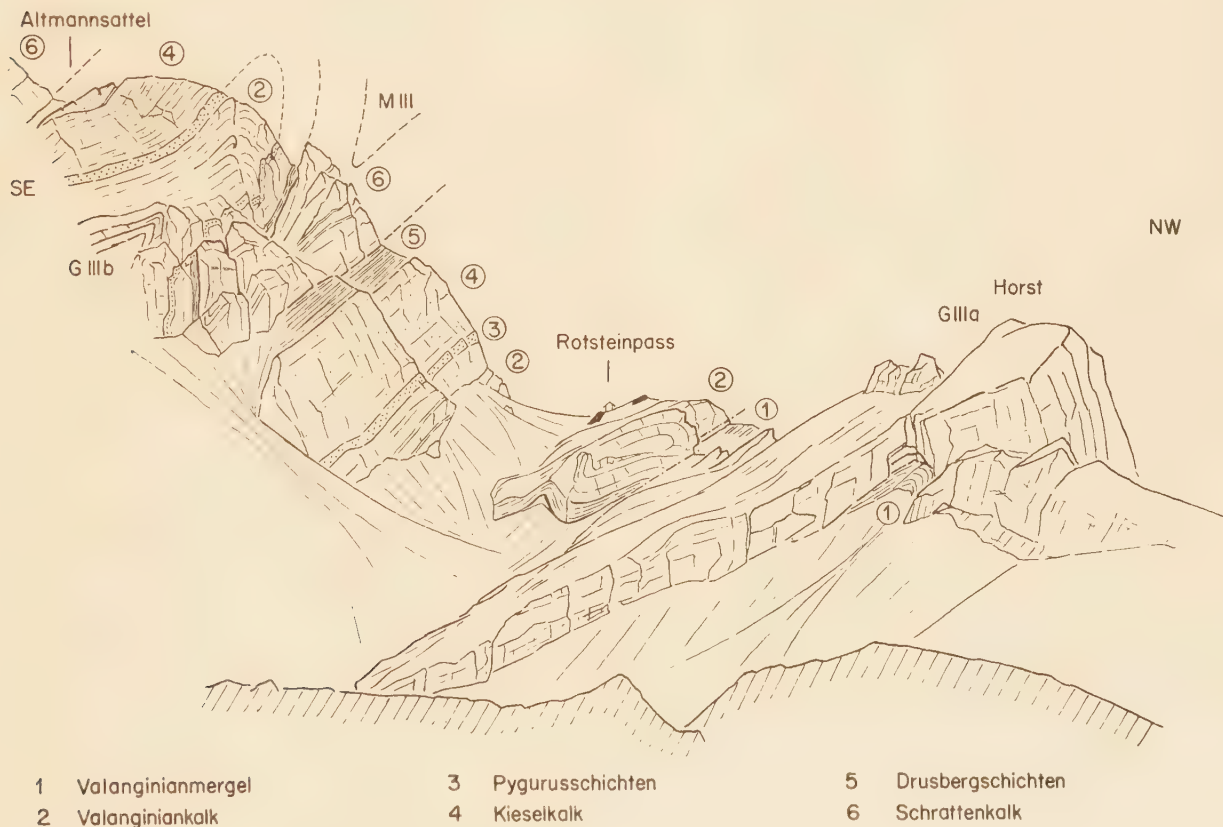


Fig. 38: Altmannsattel-Rotsteinpass-Horst von Oberchellen aus gesehen.

Den umfassendsten Überblick über die Tektonik am Rotsteinpass gewinnt man, wenn man die fragliche Gegend aus E betrachtet (Fig. 38). Nebst der kleinen Stauchfalte in den Valanginianmergeln und im Spitzernkalk am Westende der Schafmad ist die überraschende Feststellung eine leider nur schwach angedeutete

Antiklinalstruktur im oberen Valanginiankalk, welcher dem Südschenkel von G IIIa aufgeschoben ist (vgl. Fig. 39). Hiermit ergibt sich, dass die Profile SCHLATTERS im Gebiet des Rotsteinpasses (Taf. VII) einer Revision im Sinne unserer Darstellung auf Fig. 31 bedürfen.

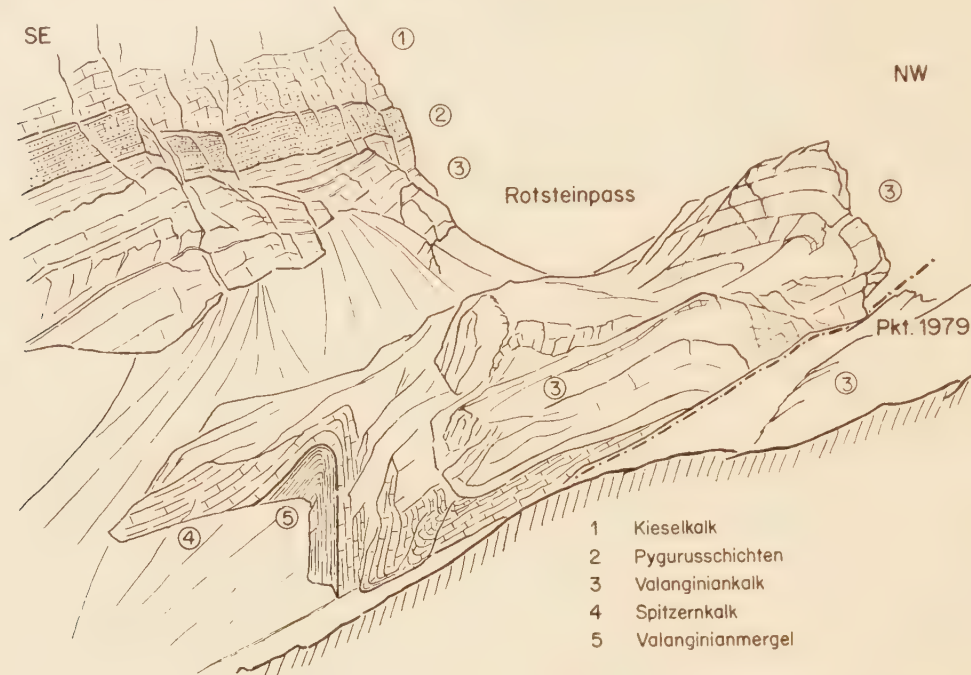


Fig. 39: Detailskizze der Valanginiankalk-Antiklinale zwischen Schafmad und Rotsteinpass.

Die beschriebenen geologischen Verhältnisse am Rotsteinpass fügen sich sehr gut in das gesamttektonische Bild der Rotsteinpass-Zone. Man gewinnt mehr und mehr den Eindruck, sich hier in einer bedeutungsvollen Quetschungszone zwischen dem nördlichen Säntisabschnitt und dem Altmann-Schafberg-Abschnitt im S zu befinden. Bereits SCHLATTER hat die Möglichkeit erwähnt, dass verschiedene tektonische Elemente dieser Zone wurzelwärts abgequetscht sein könnten. Auf Fig. 40 ist diese Möglichkeit in einem schematischen Querprofil zur Diskussion gestellt. Die Elemente zwischen G IIIa und dem klar ausgebildeten Nordrand der Altmann-Schafberg-Zone sind dabei als abgeschernte «Scherben» aus dem Normalschenkel von G IIIa bezogen worden, wozu man tatsächlich auch Anhaltspunkte besitzt. Wir begegnen hier wiederum der Erscheinung, dass die primär angelegten Faltenstrukturen sekundär verschert worden sind.

Es sei nun noch die Frage der östlichen Fortsetzung der Rotsteinpass-Zone in das Untersuchungsgebiet SCHLATTERS – das mittlere Säntisgebirge – angeschnitten (siehe Fig. 41). Nach SCHLATTER findet die Rotstein-Antiklinale am Horst ihr östliches Ende. Die kleine Öhrlikalk-Antiklinale an der Basis des Bötzelchopfes (SCHLATTER 1941, Taf. VIII, Profil 6) betrachtet er als ein neues Antiklinalelement (Index IIIc), welches die Rotstein-Antiklinale (Index IIIb) nach E ablösen soll. Diese Annahme scheint uns keinesfalls gerechtfertigt, da durch den Aufschluss von oberem Öhrlikalk SW des obersten Seeleins von Oberchellen (SCHLATTER hat diesen Aufschluss im Gegensatz zu ALB. HEIM nicht kartiert) die durchgehende Verbindung vom Horst zur umstrittenen Antiklinale beinahe hergestellt ist. Auch der Valanginiankalk-Verkehrtschenkel setzt sich nach einem kurzen Unterbruch beim Spitzigstein weiter nach E fort. Er ist dann allerdings am Fuss des Bötzelchopfes zu einem wahren Knäuel zusammengestaucht; SCHLATTER konnte darin eine von oben einsteckende kleine Synklinale mit einem Kern aus Pygurussschichten ermitteln, deren Entstehung er etwas vage einer sekundären Faltung zuschrieb. Dieser Valanginiankalk-Knäuel scheint in enger Beziehung mit der von SCHLATTER als Bötzelchopf-Schuppe bezeichneten Öhrlikalkscherbe am Bötzelchopf zu stehen (Index IIIId). Profil 6 (Taf. VIII) von SCHLATTER macht es wahrscheinlich, dass der heute vor uns liegende Knäuel aus der ehemaligen normalen Valanginiankalkumhüllung der Öhrlikalk-Antiklinale (G IIIa) besteht und durch die

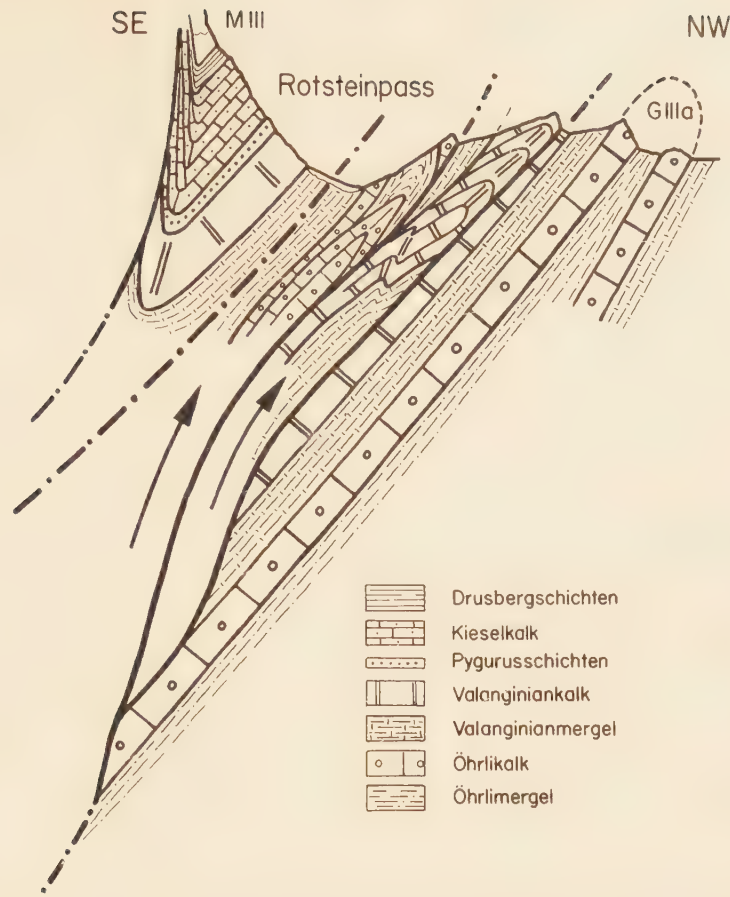


Fig.40: Schematische Darstellung der Schuppenbildung am Rotsteinpass.



Fig.41: Marwees-Hundstein-Färenturm vom Rotsteinpass aus gesehen.

später erfolgte Aufschiebung der Bötzelhopf-Schuppe vom Valanginianmergel des Normalschenkels abgeseht und im Verkehrtshenkel der Antiklinale zu dem erwähnten Gebilde zusammengestaucht wurde. Das Ostende der Bötzelhopf-Schuppe ist in den kleinen Felsrippen am Widderalpsattel bei Pkt. 1856 zu suchen.

Begehungen im Tal der Widderalp haben ergeben, dass die Profildarstellungen SCHLATTERS in manchen Punkten nicht mit den wahren geologischen Gegebenheiten in Einklang stehen. Als Kernstück der Rotsteinpass-Zone zwischen Sax-Schwendi-Bruch und Widderalpsattel betrachtet er die Bötzelhopf-Schuppe (Index III d). In Wirklichkeit jedoch stellt diese Öhrlikalk-Schuppe eine eindeutige Antiklinale dar. In der Chalberweid wird diese Antiklinale von einem Gewölbescheitelbruch durchsetzt. Weiter W bei Grueb sind die beiden Antiklinalschenkel seitlich zusammengepresst und die umbiegenden Öhrlikalkbänke sind tektonisch zerbrochen.

Es ist nun wahrscheinlich, dass diese Öhrlikalk-Antiklinale der Widderalp die östliche Fortsetzung der Rotstein-Antiklinale (G III a) darstellt, wie es auch in unserer Faltenachsendarstellung (Taf. I) eingezeichnet ist.

Damit ergibt sich für die Antiklinalachse von G III a bei Oberchellen eine Achsendepression zwischen den beiden Kulminationspunkten Rotsteinpass im W und Widderalpsattel im E. Für die Strecke Widderalpsattel-Oberchellen errechnet sich eine mittlere Neigung der Achse von etwa 20° gegen SW, was jedoch für das Säntisgebirge keineswegs aussergewöhnlich ist.

Nach diesem kleinen Abstecher in das östliche Nachbargebiet sind wir nunmehr in der Lage, die Rotstein-Antiklinale beinahe auf der gesamten Länge der Rotsteinpass-Zone nachzuweisen. Das hat zur Folge, dass wir in diesem Abschnitt einige Abstriche an dem von SCHLATTER auf seinen Profilen dargestellten Schuppenbau vornehmen müssen.

Recht problematisch erweist sich auch das Gebiet zwischen Schafboden und Thurwis. Davon ist auf Fig. 42 eine geologische Kartenskizze gegeben. Als Ergänzung dazu mögen die Profildarstellungen in Fig. 24 dienen.

Betrachten wir zunächst den Kontakt zur Säntis-Zone, so erkennen wir am Hochschinn im Liegenden der Chalbersäntis-Überschiebung die tieferen Teile des G III a-Verkehrtshenkels, so vor allem die zurückgebliebene Fortsetzung des Lisengratschrrattenkalkes. Am Hundstein zeigen sich verschiedene Verschüppungen im Schrrattenkalk dieses Verkehrtshenkels (Fig. 24).

Zwischen Litten und Gerstein tauchen nochmals die zum Kern der Rotsteinpass-Zone gehörenden Öhrlichichten auf. Dieselben werden am Gerstein von einer Verkehrtserie mit Schrrattenkalk an der Basis diskordant überschoben.

Etwas unklar ist die Stellung des isolierten Aufschlusses bei Wis. Direkt oberhalb der Alphütten von Wis findet sich Schrrattenkalk; im Hangenden folgt Kieselkalk und Valanginiankalk. W. RUTISHAUSER (1920) sah darin eine Synklinale und setzte dieselbe mit seiner ungesicherten Gerstein-Synklinale in Beziehung. Auch SCHLATTER übernahm diese Interpretation verbunden mit der Annahme, dass sich die Rotstein-Antiklinale aus dem verkehrten Muldenschenkel dieser Synklinale entwickelt habe.

Gesichert ist vorderhand einzig die Parallelisierung der Gerstein-Verkehrtserie mit dem Aufschluss von Wis. Die SCHLATTERSche Idee, dass die Verkehrtserie von Wis – welche wahrscheinlich bis zum Öhrlikalk reicht – ein direktes westliches Äquivalent der Rotstein-Antiklinale darstellt, ist theoretisch wohl möglich, scheint uns jedoch aus verschiedenen Gründen, nicht zuletzt auch infolge der mangelnden Aufschlüsse beim Schafboden, als zu gewagt und ungewiss.

Wir erachten es hingegen als angezeigt, die Schubfläche an der Basis der Verkehrtserie von Gerstein mit einem Fragezeichen versehen durch den Schutt weiter bis zum Schafboden einzuzeichnen. Ein einfacher synklinaler Zusammenhang zwischen Schafboden-Falte und Wis, wie er von RUTISHAUSER postuliert und auch von SCHLATTER übernommen wurde, scheint uns unwahrscheinlich. Es ist anzunehmen, dass sich die beschriebene Schubfläche E des Schafbodens zweiteilt; der nördliche Ast mündet in die Chalbersäntis-Überschiebung, während der südliche Ast in Richtung Brünnen und anschliessend unter gleichzeitiger Verflachung ebenfalls in den Lisengratschrrattenkalk läuft (siehe Fig. 43).

Am NW-Fuss der Schafbergwand, SW Gerstein, tritt ein normalliegendes Valanginiankalkband auf, dessen tektonische Stellung an der Basis der Altmann-Schafberg-Zone unsicher ist. Es scheint uns deshalb

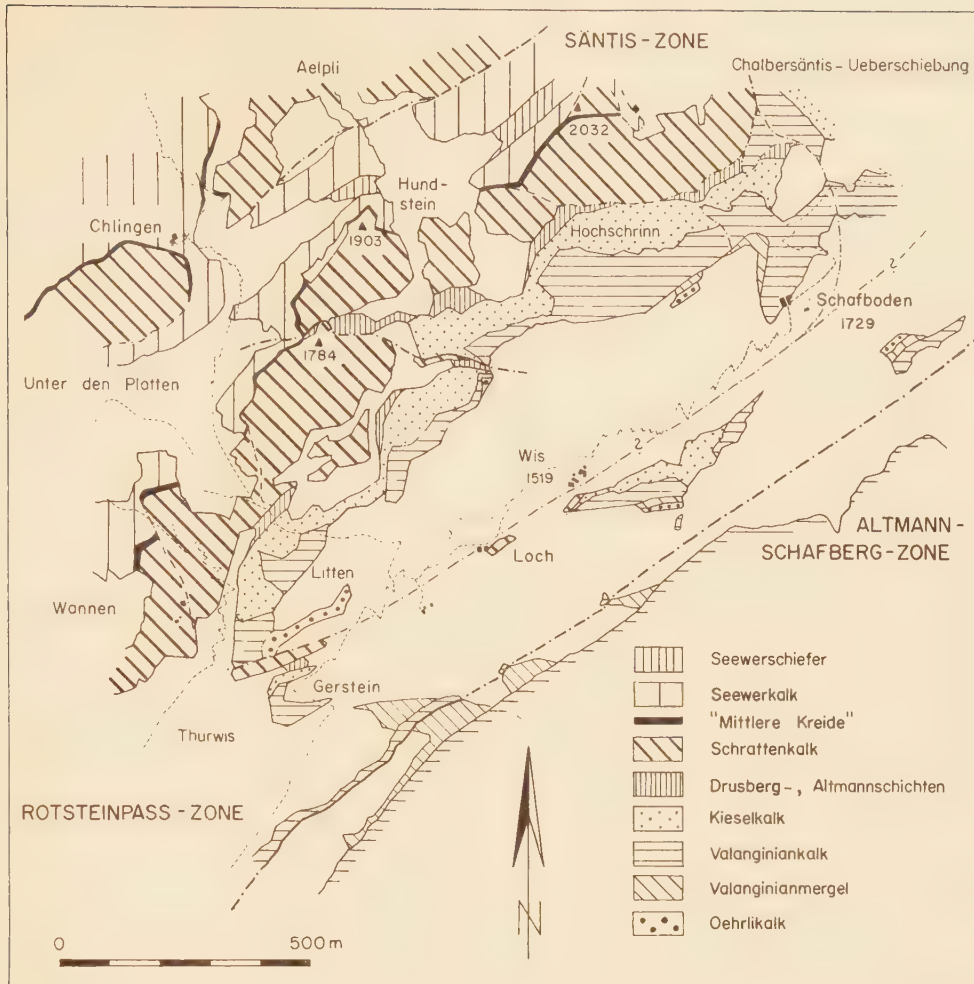


Fig. 42: Geologische Kartenskizze der Gegend zwischen Schafboden-Hundstein und Thurwis.

am vorsichtigsten zu sein, hier von einer Valanginianschichten-Schuppe an der Basis der Altmann-Schafberg-Zone zu sprechen. Die Grenze zur Rotsteinpass-Zone ist am besten im Dach dieser Schuppe zu ziehen.

Ganz besonders schwierig gestaltet sich die Abklärung der geologischen Zusammenhänge zwischen Thurwis und Alpli. Hier ist es der Burstel, eine kuppenförmige, bewaldete Talsperre, welcher uns die grössten Rätsel stellt. Die Verkehrtserie von Tentschoren, welche die lückenlose Schichtreihe vom Seewerkalk bis zum Öhrlikalk im Bachlauf der Sämtisthur umfasst, stellt die westliche Fortsetzung der Elemente des Hundsteins dar. Bei Tentschoren ist nicht die geringste Andeutung einer Antiklinalstruktur zu erkennen, wie dies W. RUTISHAUSER (1920) auf seinem Profil (Taf. II, Profil 7) eingezeichnet hat. Alle weiteren Parallelisierungen von Gerstein über den Burstel zum Alpli sind in grossem Masse fraglich und können nur vermutet werden.

Die entscheidenden Fragen, die wir uns im Falle der Thurwis stellen müssen, sind die folgenden:

1. Stellt der Burstel die direkte Fortsetzung der Gerstein-Verkehrtserie dar?
- oder
2. Lassen sich die Burstel-Strukturen in die Valanginianschichten-Basissschuppe am Fuss der Schafbergwand verfolgen?

Um darauf eintreten zu können, ist es notwendig, kurz die tektonische Lage der Thurwis zu erläutern:

Die Thurwis liegt am NW-Ende der grossen Schafbergstörung, durch welche die Strukturen am Wildhuser-Schafberg gegen SW abgeschnitten werden. Diese Tatsache hat nun bedeutungsvolle Konsequenzen

für die Thurwis und infolgedessen auch für die westliche Fortsetzung der Rotsteinpass-Zone. E dieser Linie ist der gesamte Schafbergblock auf die Rotsteinpass-Zone aufgeföhren. Dieses Aufbränden lässt sich auch noch in der N anschliessenden Sántis-Zone erkennen, indem wir dort gesehen haben, wie der Verkehrtchenkel der Rotstein-Antiklinale zwischen Thurwis und Hundstein verschiedene Verschuppungen zeigt und zudem noch auf den Seewerkalk der Meglisalp-Synklinale hinaufgepresst wurde.

Wenn man nun den Burstel mit dem Felskopf von Gerstein vergleicht, stellt man fest, dass sich die beiden Aufschlüsse nicht direkt miteinander verbinden lassen. Der Grund dafür ist zweifelsohne in der Überschiebung des Wildhuser-Schafberges auf die Rotsteinpass-Zone zu suchen, welche zur Folge hatte, dass die Gerstein-Elemente davon stärker erfasst und deshalb weiter nach N vorgeschoben worden sind als der W der grossen Gamplüt-Störung liegende Burstel. Bereits dieser Aspekt lässt die heute scheinbar bestehende Verbindung Burstel-Basisschuppe des Wildhuser-Schafberges als sehr fraglich erscheinen.

Der Burstel wurde von ALB. HEIM und W. RUTISHAUSER als Synklinale gedeutet. Mehrmalige Begehungen des unübersichtlichen Waldgebietes liessen die Möglichkeit erkennen, dass hier keine Synklinale, sondern eine sogenannte Antiform, eine Antiklinale mit den jüngsten Schichten (Schrattenkalk) im Kern, vorliegen könnte (vgl. Taf. II). Diese Antiform ist auf denselben Öhrlikalk aufgeschoben, dem wir bei Litten im Bachlauf der Sántisthur und weiter E im Kern der Schafboden-Falte begegnet sind. Diese Feststellungen lassen den Schluss zu, dass zwischen Gerstein und Burstel eine direkte Beziehung besteht.

Sehr interessant und wichtig ist in diesem Zusammenhang das bereits erwähnte Auftreten von Schrat-tenkalk (Gerstein-Wis und Burstel) im Kern der Rotsteinpass-Zone. Dazu soll eine tektonische Deutung unter Miteinbeziehung der Schrat-tenkalk-Antiform des Burstels skizziert werden:

Vorgängig an die Schilderung der Verhältnisse in der Thurwis haben wir auf die ausgeprägte Schubfläche N von Gerstein (siehe Fig. 42) hingewiesen, welche gegen E in den Südschenkel der Schafboden-Falte verfolgt werden kann und möglicherweise den steilgestellten wurzelwärtigen Teil der Chalbersántis-Überschiebung



Fig. 43: Schematisches tektonisches Sammelprofil durch die Rotsteinpass-Zone zwischen Burstel und Rotsteinpass (vgl. Fig. 40).

darstellt. Es ist nun denkbar, dass Burstel und Gerstein einem losgetrennten Schubspan aus dem Verkehrt-schenkel der Rotstein-Antiklinale angehören und längs der Chalbersäntis-Spät aufschiebung dem «Hundsteinschenkel» sowie der Schafboden-Falte aufgeschoben worden sind. Dies wäre somit ein weiteres sehr schönes Beispiel einer sekundären Faltenversicherung, das ebenfalls auf die bereits erwähnte Zweiphasigkeit der Alpsteinfaltung hinweist.

Abschliessend dazu sind in Fig. 43 die tektonischen Entwicklungen der Rotsteinpass-Zone zwischen Burstel und Rotsteinpass in einer schematischen Darstellung zusammengefasst worden. Insbesondere soll damit nochmals die spät erfolgte Aufschuppung an den sich überlagernden S-förmigen Schubflächen als die charakteristische Erscheinung der Rotsteinpass-Zone hervorgehoben werden. Aus Fig. 43 ergibt sich ferner noch, dass sich die Antiform des Burstels zwangslos als eine kleine, lokale Stirneinrollung in der sekundär aufgeschobenen Gerstein-Schuppe interpretieren lässt.

b) Gräppelen-Zone

Das Gräppelental liefert uns leider nicht die geringsten Aufschlüsse, womit es völlig unmöglich ist, festzustellen, ob Einheiten, welche wir in der Rotsteinpass-Zone über längere Distanzen verfolgen konnten, hier ein westliches Äquivalent besitzen. Im Gräppelental sind nicht mehr die nördlichen Teile der Altmann-Schafberg-Zone auf die Längsfurche aufgeschoben, sondern nun sind es deren südlichste, welche der Fortsetzung der Zehenspitz-Antiklinale entsprechen. Seiner Anlage gemäss dürfte das Gräppelental in seinem Untergrund aus weichen Mergeln bestehen, was auch eine Erklärung für die weitverbreitete Versumpfung wäre. Mehr lässt sich leider nicht sagen und erschiene auch völlig überflüssig, denn RUTISHAUSER (1920, S. 18) hat es wie kein anderer zuvor verstanden, dem geneigten Leser das Wesen des Gräppelentales auf seine Art und Weise zu Gemüte zu führen:

«So liegt das Gräppelental heute vor uns: ein äusserst mannigfaltiges und tektonisch furchtbar gequältes Gebirge ruht, verborgen unter dem Reiz und der Anmut seiner Wälder und Alpweiden, aber noch glänzt mitten drin der Spiegel des Gräppelensees, die letzte grosse Träne erlittener Qual.»

Erst das enge Tal des Chlusbaches zwischen Neuenalp und Starkenbach im westlichen Alpstein liefert uns wieder einen Einblick in den Aufbau der an dieser Stelle bereits sehr schmal gewordenen Gräppelen-Zone. Zur grossen Überraschung lässt sich hier ein pseudoantiklinaler Zusammenhang mit Öhrlikalk im Kern zwischen der Säntis-Zone und den südlichsten Elementen der Altmann-Schafberg-Zone feststellen (vgl. Taf. II).

4. Altmann-Schafberg-Zone

Wie schon an anderer Stelle erwähnt, stellt die Altmann-Schafberg-Zone – zumindest was ihren mittleren und östlichen Teil anbelangt – den tektonisch einfachsten Abschnitt des Säntisgebirges dar. Hier trifft man einen Faltenbau von geradezu bestechender Schönheit und Klarheit, wie dies auch aus den drei Detailprofilen (Fig. 44) zu ersehen ist.

Der Vollständigkeit halber sind nachstehend die wichtigsten Bauelemente dieser Zone von N nach S nochmals kurz angeführt (vgl. Taf. I):

M III	Rotstein-Synklinale
G III b	Altmann-Antiklinale
M IV	Fälen-Mulde
M IV a	Fälen-Wildseeli-Synklinale
G IV	Schafberg-Antiklinale
M IV b	Moor-Synklinale
G V	Roslenfirst-Zehenspitz-Antiklinale
M V	Mutschen-Synklinale
G VI	Furgglenfirst-Gulmen-Antiklinale

W des Wildhuser-Schafberges bleibt von der einst so mächtigen Altmann-Schafberg-Zone nurmehr ein kleiner Bruchteil übrig. Der Grund dazu liegt in der grossen Schafberg-Störung, an welcher die westliche Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges abgebrochen ist.

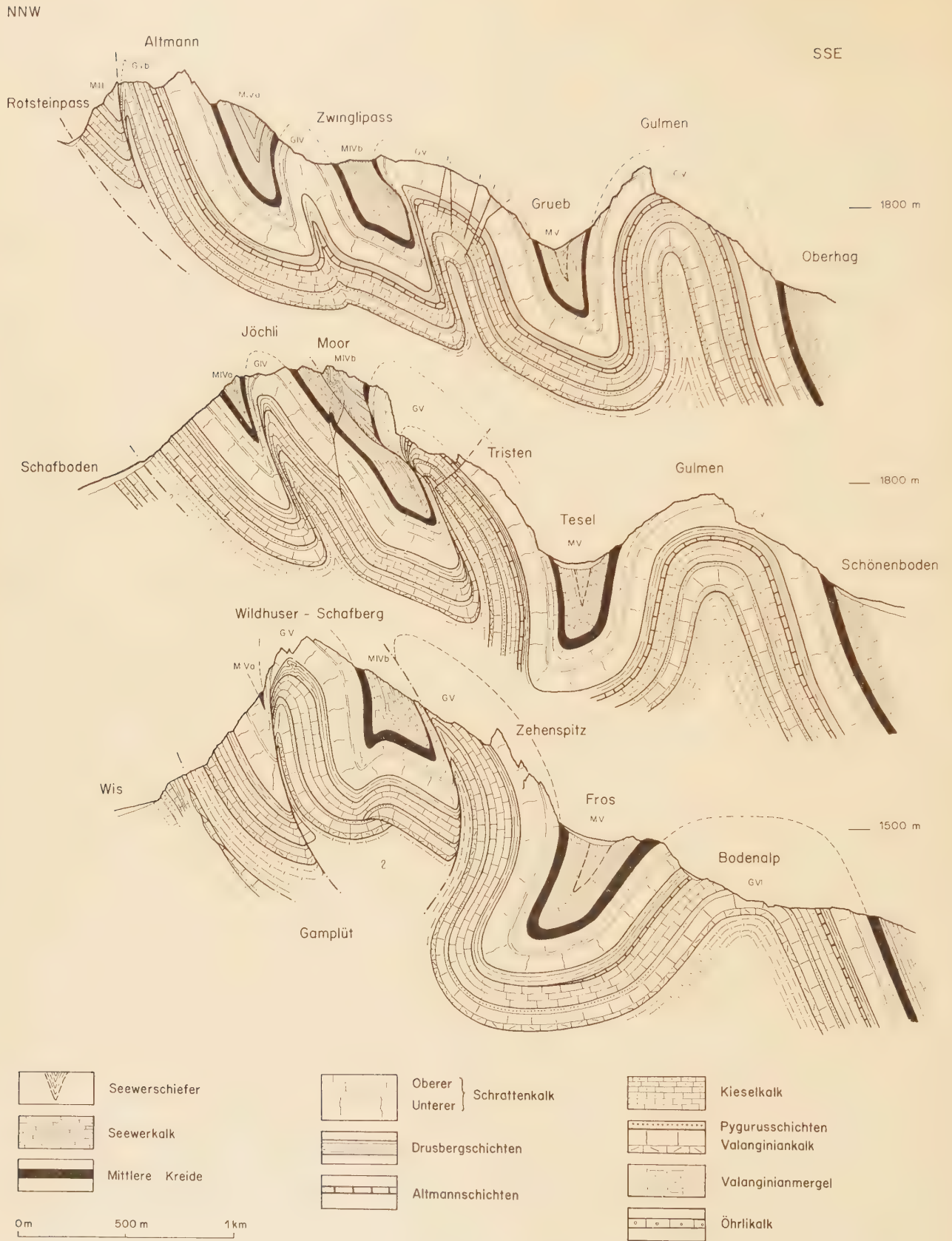


Fig. 44: Drei Querprofile zwischen Altman und Wildhuser-Schafberg.

a) Das Gebiet zwischen Altmann und Wildhuser-Schafberg

Die Abgrenzung der Altmann-Schafberg-Zone zur N anschliessenden Rotsteinpass-Gräppelen-Zone ist überall durch einen eindeutigen, scharf ausgebildeten Überschiebungskontakt festgelegt. Die Rotstein-Synklinale (M III), das nördlichste Glied der Altmann-Schafberg-Zone, lässt sich mühelos von den Widderalpstöcken über Hundstein-Freiheit bis an den Rotsteinpass verfolgen. Dort erscheint die Synklinale eingepresst (Fig. 38) und an ihrem westlichen Ende zwischen Rotsteinpass und Schafboden ist die einfache Synkinalstruktur durch eine Bruchfläche gestört, längs welcher der Hangendschenkel diskordant dem Liegendschenkel aufgeschoben wurde (Fig. 45).

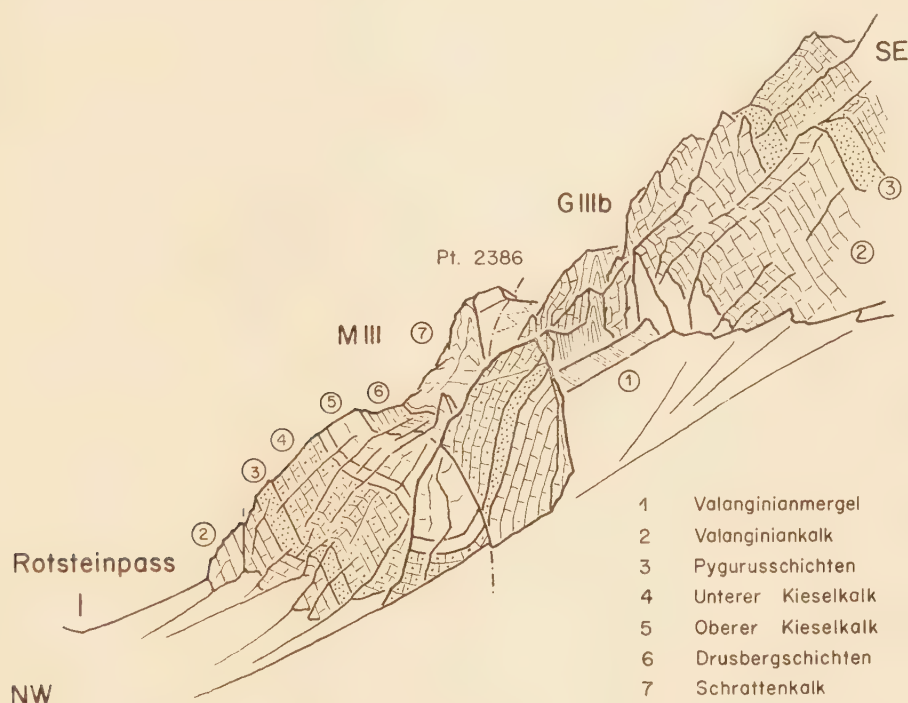


Fig. 45: Das Ende der Rotstein-Synklinale W des Rotsteinpasses.

Bei der S an die Rotstein-Synklinale anschliessenden Altmann-Antiklinale handelt es sich um ein schmales, steil emporgepresstes Gewölbe (Fig. 38, 42). Das klassische Profil am Altmannsattel mit der Typuslokalität der Altmannsschichten (Fig. 6, S. 12) wird durch den Normalschenkel der Altmann-Antiklinale gebildet.

Im Gegensatz dazu zeigen die restlichen Gewölbe und Mulden der Altmann-Schafberg-Zone im Querschnitt des Altmann einen auffallend ruhigen Baustil: Weite, z. T. kofferförmige Antiklinalen neben etwas schmaler angelegten Synklinalen lassen eine Art enggradigen Juragebirgs-Faltenstil erkennen (Fig. 44). Der ausgesprochen ruhige tektonische Charakter ändert sich dann allerdings in Richtung Wildhuser-Schafberg, indem sich dieselben Bauelemente allmählich enger zusammenscharen, was als Indiz wesentlich verstärkter Schubkräfte gewertet werden muss. Ein prachtvolles Beispiel dafür liefert uns die Roslenfirst-Zehenspitz-Antiklinale, welche am Roslenfirst als weitausladendes Gewölbe dasteht, am Chreialpfirz bereits Anzeichen eines reduzierten Verkehrtsschenkels aufweist, zwischen Tristen und Moor W Chreialp deutliche Nordvergenz zeigt und N vom Zehenspitz (Fig. 46) an einer scharfen Schubfläche dem Seewerkalk der Moor-Mulde aufliegt, mit einem Verkehrtsschenkel, welcher nur noch aus einzelnen Schrattekalk-Scherben besteht. Fig. 47 vermittelt dazu noch ein ergänzendes Bild der Verhältnisse im G V-Verkehrtsschenkel am südlichen Moorgrat.

Die Tatsache des sich gegen SW verstärkenden Zusammenschubes wird vollends an der Westseite des Wildhuser-Schafberges offenkundig (Fig. 48), denn hier treten Scherflächen an die Stelle der Verkehrtsschenkel, die Antiklinalen werden steilgestellt und ihre «Amplitude» vergrössert.

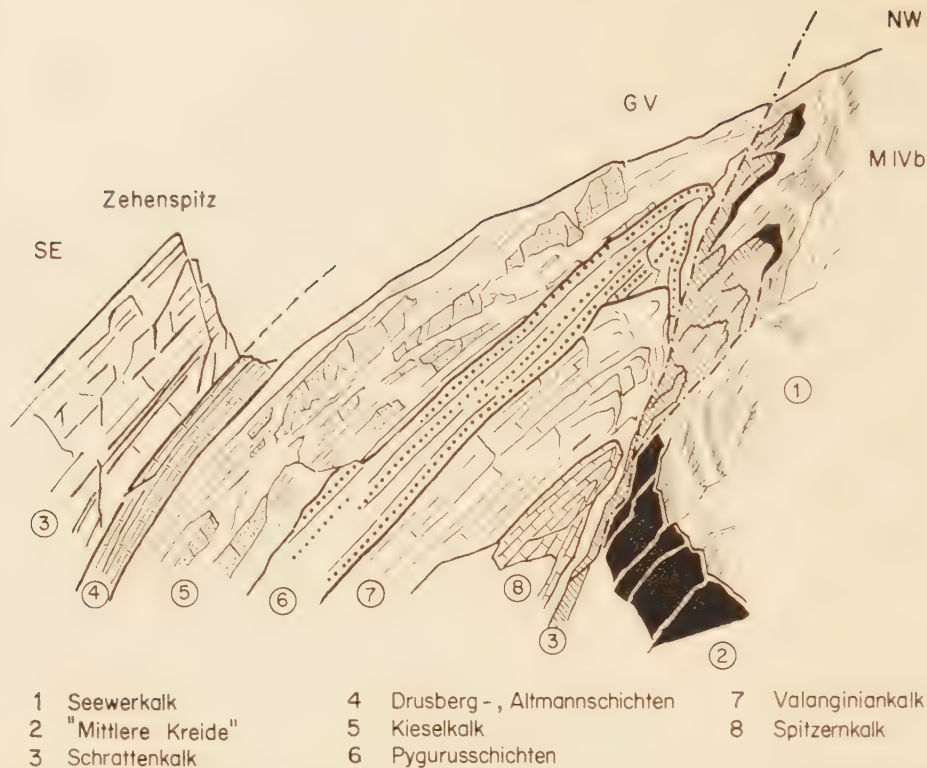


Fig. 46: Schubfläche zwischen Zehenspitz-Antiklinale und Moor-Synklinale am südlichen Wildhuser-Schafberg.

Eine Überprüfung der Achsenverhältnisse dieser Altmann-Schafberg-Zone lieferte die Resultate, welche in einem Längsschnitt auf Fig. 49 aufgezeichnet sind. Es ergibt sich daraus, dass die beschriebene Scharung der Antiklinalen und Synklinalen mit einer gleichzeitigen Heraushebung des Wildhuser-Schafberges gekoppelt ist. M IV, M IVa, G IV, M IVb und G V zeigen ein kontinuierliches Ansteigen ihrer Längsachsen vom Sax-Schwendi-Bruch bis zu ihrem abrupten Ende am Wildhuser-Schafberg. Demgegenüber ergibt sich für M V und G VI genau die entgegengesetzte Erscheinung, indem diese Achsen ein ebenso auffallendes Gefälle in umgekehrter Richtung, von NE nach SW, aufweisen. Dies zeigt sich auch auf der Flugaufnahme Fig. 12 (S. 24): Der hochgehobene Wildhuser-Schafberg im nördlichen Teil der Altmann-Schafberg-Zone, S davon die Mutschen-Synklinale und das Gulmen-Gewölbe, welches letzteres das erwähnte Achsengefälle gegen SW am deutlichsten erkennen lässt. Hinzu kommt noch, dass die Mutschen-Synklinale in der Roslenalp und am Mutschen aufrecht steht, im Teseltal hingegen nach SE zu überkippen beginnt, was für das Säntisgebirge einmalig ist, da sonst sämtliche Faltenstrukturen eine ganz ausgeprägte NW-Vergenz aufweisen. Die enge Verknüpfung der Heraushebung des Wildhuser-Schafberges einerseits, das Abtauchen von M V und G VI nach SW sowie die massive Unterfahrung des Schafbergblockes durch die Mutschen-Synklinale andererseits, ist in dem vereinfachten schematischen Profil durch den Wildhuser-Schafberg auf Fig. 48 dargestellt.

Die starke Heraushebung des Wildhuser-Schafberges lässt sich nur unter der Annahme erklären, dass die Rotsteinpass- und Säntis-Zone zu diesem Zeitpunkt bereits eng gefaltet waren und somit die Rolle eines massiven Widerlagers übernehmen konnten.

Als direkte Folge der Heraushebung und Zusammenpressung ist auch die Entstehung der Schubfläche bei Gersellen im «Mittelschenkel» von M IVa und G IV (vgl. Fig. 50) zu betrachten, ebenso die disharmonische Tektonik zwischen Nassberg und Plangg mit einer lokalen Verschuppung der untersten Kreideschichten. Bei Gersellen (Fig. 50) zeigt sich unmittelbar an der erwähnten Aufschiebungsfläche ein grosses Valanginianalkpaket mit konzentrischer Schichtung, welches als ein von der Synklinalumbiegung (M IVa) losgerissenes und durch den Normalschenkel der Schafberg-Antiklinale (G IV) überfahrenes Relikt interpretiert werden kann.



Fig.47: Der reduzierte Schraffenkalk im Verkehrtschenkel der Zehenspitz-Antiklinale am Südabsturz des Moor.

b) Das Problem der westlichen Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges

Der Wildhuser-Schafberg verdankt seine in dieser Art beinahe als einmalig zu bezeichnende geologische Schönheit weitgehend der Tatsache, dass an seiner Westflanke ein bedeutender tektonischer Abbruch stattgefunden und uns die grossartigen geologischen Faltenstrukturen freigelegt hat. W. RUTISHAUSER (1920, S.22), der dieses Gebiet eingehend untersucht hat, schreibt dazu folgendes:

«Es scheint, als hätte eine Riesenhand mit wuchtigem Hieb über Gamplüt durchgehauen und den Klotz gegen Südwesten fortgeschmissen, damit die majestätische Ruhe des Wildhauser-Schafberges, die ganze Schönheit seiner tektonischen Linien um so erhabener zum Ausdruck gelange. Doch wo liegt denn das Material, der grosse Klotz, der die Fortsetzung des Wildhauser-Schafberges bilden sollte? Wir suchen seine Trümmer, die als Bergsturz vielleicht liegen geblieben sein könnten, vergeblich nach Süden, sie liegen auch nicht im Tale der Sämtisthur.»

ARN. HEIM (1906) hatte sich als erster mit dem Wildhuser-Schafberg und dem Problem seiner westlichen Fortsetzung befasst. Er kam dabei zur Auffassung, dass eine mächtige Erosion den Westteil des Wildhuser-Schafberges abgetragen haben müsse.

RUTISHAUSER (1920) hingegen fand die sich am Westfuss des Schafberges entlangziehenden Breccien (es handelt sich dabei vorwiegend um reine Schrattenkalk-Breccien), deutete diese als tektonisch entstanden, negierte demzufolge den Erosionsabbruch ARN. HEIMS und postulierte seinerseits einen grossen tektonischen Abbruch mit einer Sprunghöhe von über 200 Metern.

Auf Fig. 12 ist ersichtlich, wie gewaltig die Schafberg-Westflanke gegen Gamplüt und Alpli abbricht (vgl. auch Fig. 50), ohne irgendeine gleichwertige westliche Fortsetzung zu hinterlassen. Einzig der Süd-schenkel der Zehenspitz-Antiklinale, die Mutschen-Synklinale sowie die Gulmen-Antiklinale lassen sich mit Sicherheit über die aufschlusslose Gamplütalp nach SW bis zum Thurdurchbruch bei Starkenbach verfolgen

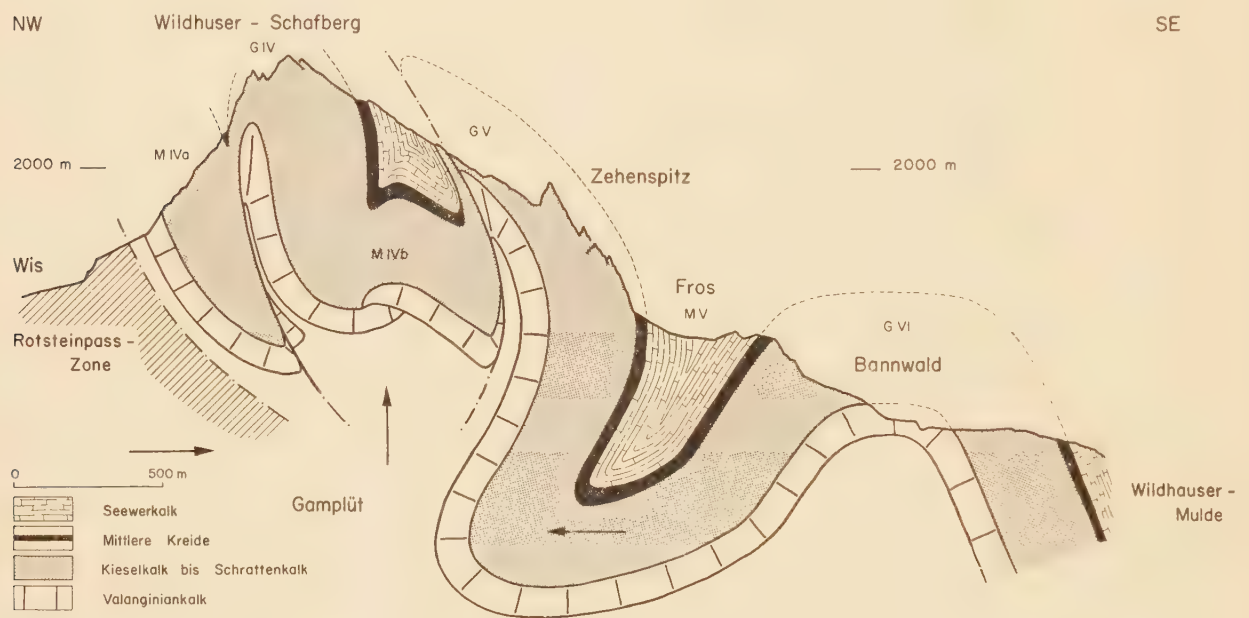


Fig. 48: Schematisches Querprofil durch den Wildhuser-Schafberg.

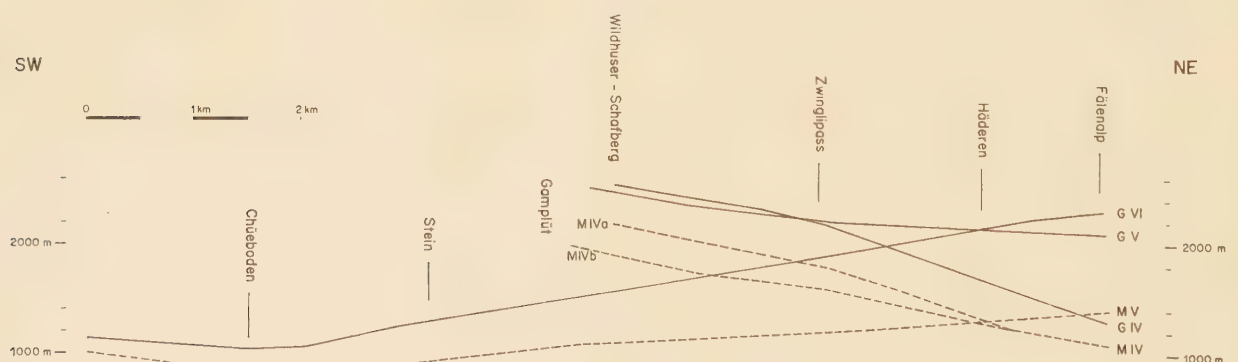


Fig. 49: Verlauf der Faltenachsen in der Altmann-Schafberg-Zone (Längsschnitt).

(Gezeichnet im Niveau der Mittleren Kreide.)

(Taf. I). Von Bedeutung ist noch, dass mit dem plötzlichen Abbruch des Wildhuser-Schafberges, zufolge eines nun fehlenden Widerstandes, die südlichen Strukturen auffallend stark nach N abbiegen und im Gräppelental direkt der Gräppelen- oder Säntis-Zone aufgeschoben sind. Als einziges Relikt, welches uns direkte Anhaltspunkte über die Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges liefern könnte, treffen wir das Horen (Fig. 50), eine Felsnase unmittelbar am Abbruchrand des Schafberges. Das Horen wird im nördlichen Teil aus steil nach SE einfallenden, grösstenteils brecciösen Schrattenkalken aufgebaut. Im Hangenden folgen an normalstratigraphischem Kontakt «Gault» und tektonisch stark zerquetschter Seewerkalk. Diese Abfolge, inklusive den tieferen Kreideschichten am Nordfuss des Horen, kann sehr gut längs der mächtigen Schuttrinne zwischen Gersellen und Horen studiert werden. Diese Rinne stellt im übrigen die Hauptstörungslinie (W. RUTISHAUSER, 1920, S. 24) dar, deren Verlauf am gesamten Schafberggrand anhand der tektonischen Breccien zu verfolgen ist. Wenig oberhalb der höchsten Alphütte von Horen findet sich ein gut zementiertes Trümmermaterial, welches Komponenten aus allen benachbarten Schichtgliedern umfasst und somit als Bergsturzmaterial am unmittelbaren Verwerfungskontakt aufzufassen ist. Im weitem besteht der Westabhang des Horen – soweit dies nach den vorhandenen Aufschlüssen beurteilt werden kann – aus brecciösem Schrattenkalkmaterial. Das Naheliegendste scheint uns, Horen als die an einer grossen Gamplüt-Querstörung abgebrochene Fortsetzung des Normalschenkels der Schafberg-Antiklinale (G IV) zu betrachten. Dies bedingt die Annahme einer Sprunghöhe von mindestens 500 m, verbunden mit einer horizontalen Verschiebung nach NW um ca. 200 m. Von der gegenüberliegenden Talseite, von Neienfloh aus, lassen sich im Schrattenkalk von Horen noch weitere, nach SW einfallende Verwerfungsflächen feststellen, längs welchen das Relikt von Horen staffelförmig in Richtung Alpi abtaucht.

Auf die Bedeutung des abgebrochenen Reliktes von Horen werden wir später im Zusammenhang mit der Erläuterung der tektonischen Geschehnisse an der Westflanke des Wildhuser-Schafberges nochmals zu sprechen kommen.

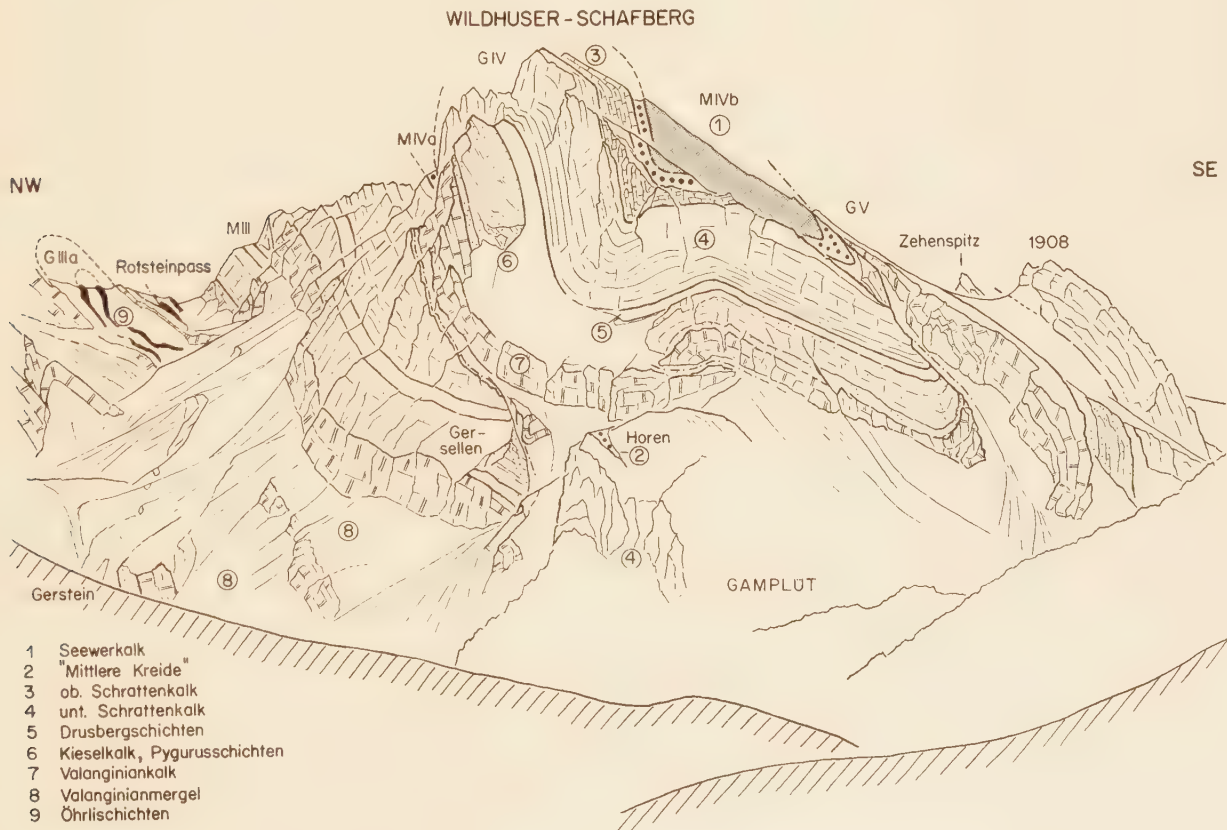


Fig. 50: Der Wildhuser-Schafberg vom Gräppelental aus gesehen.

Für die weiteren Ausführungen seien folgende Lösungsmöglichkeiten des Schafberg-Problemes zur Diskussion gestellt:

1. Primäre Reduktion des Ablagerungsraumes
2. Erosionstheorie von ARN. HEIM
3. «Kirschstein»-Theorie
4. Theorie, wonach die westliche Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges überfahren und im S zurückgeblieben ist.

1. Primäre Reduktion des Ablagerungsraumes

Für die Annahme einer primären, plötzlichen Einengung des Sedimentationsraumes im Gebiet des Schafberges fehlen uns jegliche Anzeichen, womit diese Möglichkeit auszuschliessen ist.

2. Erosionstheorie von ARN. HEIM (1906)

Auf Grund seiner Messungen an 29 Querprofilen über Faltung, Abtrag und Oberflächengliederung kam ARN. HEIM zur Ansicht, dass die westliche Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges einer starken Erosion zum Opfer gefallen sei, deren Ursache für ihn jedoch ebenfalls rätselhaft war.

Die Postulierung einer solch mächtigen Erosion geht von vornherein von der Überlegung aus, dass über dem Gamplüt, Alpli und Gräppelental ehemals ein Äquivalent in der Grösse des heutigen Schafberges gelegen hat. Dies kann jedoch nicht bewiesen werden, da im gesamten Gräppelental keinerlei Überreste einer Schafbergfortsetzung gefunden werden konnten. In diesem Zusammenhang sei auch noch darauf hingewiesen, dass ARN. HEIM die eindeutige Querstörung mit den dazugehörigen tektonischen Breccien am Westrand des Wildhuser-Schafberges noch nicht gekannt und für ihn die Möglichkeit eines tektonischen Abbruches deshalb gar nie zur Diskussion gestanden hatte. Was uns an der Erosionstheorie problematisch erscheint, ist die Annahme einer ausgesprochen selektiven Erosion, welche einerseits die gesamte Schafbergfortsetzung im Gräppelental bis an den jetzigen Absturz des Wildhuser-Schafberges weggefressen, andererseits jedoch die geradezu jugendfrischen Formen des heutigen Wildhuser-Schafberges so gut wie unangetastet gelassen hat.

3. Kirschstein-Theorie

Herr Prof. TRÜMPY hat anlässlich einer Diskussion die Idee geäussert, dass die westliche Schafbergfortsetzung einem Kirschstein gleich durch seitliche Zusammenpressung aus der Gräppelentalfurche hinausgequetscht und nachfolgend wegerodiert worden sei, oder anders ausgedrückt, die mächtige Wildhauser-Mulde sei dem Schafberg von unten in den Rücken gefahren (vgl. Taf. II).

Sehr viele Erscheinungen im westlichen Säntisgebirge sprechen für eine solche Lösung, so in erster Linie das kräftige Ansteigen der Faltenachsen innerhalb der Altmann-Schafberg-Zone, was sich, wie wir bereits gesehen haben, in der machtvollen Heraushebung des gesamten Blockes des Wildhuser-Schafberges manifestiert hat. In engstem Zusammenhang damit steht die ausgeprägte Unterfahrung des Schafberges durch die Mutschen-Synklinale, ferner die Rotation der Lisengratelelemente und die sekundäre Faltenversicherung von Gerstein-Burstel. Alle diese Tatsachen deuten darauf hin, dass die Altmann-Schafberg-Zone gegen W immer schärfer auf die Rotsteinpass-Zone überschoben ist. Hinzu kommt noch die heftigere Faltung am Schafberg im Vergleich zum Altmann und schliesslich spricht auch die «pseudoantiklinale» Struktur der Gräppelen-Häderenberg-Aufschiebung (z.B. im Chlustobel) sowie die am Lütispitz aufgeschobenen möglichen Relikte der Rotstein-Antiklinale für die These eines herausgepressten Schafberges.

Auch diese Theorie setzt im Anschluss an die Herauspressung aus der Gräppelenfurche eine Ausräumung des Materials durch eine äusserst massive Erosion voraus.

4. Theorie, wonach die westliche Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges überfahren und im S zurückgeblieben ist

Dieser Theorie liegt die Annahme zu Grunde, dass sich in einer späten Vorrückungsphase der Säntis-Decke am Westende des heutigen Wildhuser-Schafberges ein möglicherweise durch Spannungen im Decken-

körper verursachter Abrissrand ausgebildet hat, längs welchem sich ein Deckenpaket aus dem Verband der Säntis-Decke herauslösen konnte. Zeitlich könnte diese Herauslösung mit der beginnenden Aufschiebung der Altmann-Schafberg-Zone auf die Säntis-Zone zusammengefallen sein. Dieses isolierte Deckenstück wäre anschliessend von den nachrückenden Deckenelementen überfahren worden. Die südliche Begrenzung der herausgelösten Einheit würde durch die Linie Gross-Chelen (Schubfläche im Verkehrtchenkel der Zehenspitz-Antiklinale)—Lau—Oberlauri—Neuenalp—Starkenbach—Häderenberg—Durschlägiberg (R. HERB, 1962, Fig. 1, S.5) gebildet. Diese Linie kann als Front einer Churfürsten-Teildecke aufgefasst werden (vgl. R. HANTKE 1961 und R. HERB 1962).

Die endgültige Heraushebung des Wildhuser-Schafberges muss zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt sein und dürfte durch den bereits früher erfolgten Abbruch noch nachhaltig gefördert worden sein. Vielleicht könnte man sogar behaupten, dass die Heraushebung des Schafbergblockes in diesem Ausmass allein durch den Abbruch und die damit verbundene Entlastung überhaupt möglich gemacht wurde.

Die Angliederung der Mutschen-Synklinale und der Gulmen-Antiklinale muss als ein sehr spätes Ereignis betrachtet werden, denn diese beiden Strukturen können ohne nennenswerte tektonische Störung über das Gamplüt hinweg verfolgt werden.

Das beschriebene Relikt von Horen stellt ein abgebrochenes Paket an diesem grossen Gamplüt-Abrissrand dar. Es dürfte erst in einer letzten Phase der Alpsteinfaltung, eventuell zur Zeit der Heraushebung der Altmann-Schafberg-Zone vom Wildhuser-Schafberg abgebrochen und zurückgeblieben sein.

Von sehr grosser Bedeutung für diese Theorie der überfahrenen Schafberg-Fortsetzung ist selbstverständlich das Quertal von Gamplüt, wo wir intensiv nach Aufschlüssen gesucht haben, welche uns eine genaue Vorstellung der Geschehnisse am Westrand des Wildhuser-Schafberges erlauben würden. Leider sind die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht, da weite Gebiete von Moränenablagerungen überdeckt sind. Sie beschränken sich eigentlich auf einen zentralen Aufschluss von Seewerschiefern, Amdenerschichten und etwas Wildflysch N Rossegg. Dieser Aufschluss ist deshalb wichtig, weil wir darin ein Streichen von 145° E messen, d.h. die Schichten stehen quer zum allgemeinen Säntisstreichen. Die Amdenerschichten dürften dem Kern der Mutschen-Synklinale angehören. Das anomale Schichtstreichen muss einer Horizontalbewegung zugeschrieben werden; vielleicht steht sie im Zusammenhang mit dem kräftigen Abbiegen (Vorpellen) der Strukturen am Stein, W von Gamplüt.

Das bereits durch HEIM beschriebene Seewerkalkvorkommen (ALB. HEIM 1905, Profil 10) von Dreihütten, welches an einer scharfen Überschiebung vom Schrattenskalk der Stein-Isoklinale überlagert wird, stellt weiterhin ein grosses Problem dar. Ebenso problematisch ist ein neuer Aufschluss von Amdenerschichten an der Fahrstrasse von Gamplüt nach dem Alpli auf der Kote 1300 m. Fig. 51 zeigt eine Ansichtsskizze von Dreihütten mit den überschobenen Seewerschichten, welche gleichsinnig wie der hangende Schrattenskalk der Stein-Isoklinale einfallen.

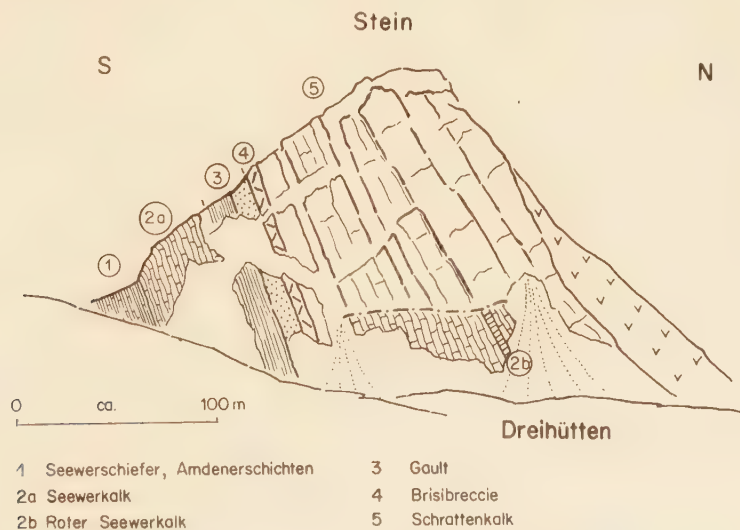


Fig. 51: Die Seewerkalk-Überschiebung bei Dreihütten.

Es ist sehr wohl möglich, dass zwischen dem neuen Aufschluss an der Fahrstrasse und demjenigen von Dreihütten ein direkter Zusammenhang besteht, der uns jedoch verborgen bleibt. Immerhin lassen sich einige Vermutungen anstellen, welche einer kurzen Erwähnung wert sind:

Es wäre beispielsweise denkbar, dass unter dem Stein noch weitere, eventuell analog Horen abgesunkene und zurückgebliebene Teile des Schafberges verborgen liegen, welche durch die Mutschen-Synklinale massiv überfahren worden sind. Ein direkter Zusammenhang mit dem Horen scheint nach den vorhandenen Oberflächenaufschlüssen nicht zu bestehen. Auch die Frage, wie man sich den Verlauf der Überschiebung in der Gegend von Dreihütten vorzustellen hat, kann nicht beantwortet werden. Ob vielleicht im Untergrund der Stein-Isoklinale eine gefaltete Überschiebung vom Typus Grenchenberg existiert?

Wir stehen also dem Problem Dreihütten ebenso ratlos gegenüber wie seinerzeit ALB. und ARN. HEIM, und wir können nur so viel sagen, dass hier Dinge passieren, von denen wir noch so gut wie nichts wissen.

Es stellt sich noch die Frage, wo wir im Falle der Überfahungstheorie die überschobenen und im S zurückgebliebenen Überreste des Wildhuser-Schafberges zu suchen haben und ob wir sie allenfalls irgendwo nachweisen können. Dazu soll gleich anfangs schon gesagt sein, dass uns auch dazu jeder gesicherte Anhaltspunkt fehlt und dass die folgenden Ausführungen ausschliesslich auf Vermutungen basieren.

Die aussichtsreichste Hypothese stammt von R. HANTKE (mündl. Mitteilung), welcher sich dahin geäussert hat, dass die besagten zurückgebliebenen Teile des Schafberges unter der Churfürsten-Decke zu suchen seien. Nach seiner Ansicht wäre es möglich, dass sie an der nördlichen Stirn der Mürtchen-Decke, längs der Linie Chapf-Breitenalp-Selamatt-Iltios-Neuenalp liegen könnten. Diese Vermutung wird noch dadurch gestärkt, dass die Churfürsten-Decke an dieser Linie mit einer auffallenden knieförmigen Verbiegung sehr steil – teilweise sogar überkippt – zur Wildhauser-Mulde abtaucht. Die Schwierigkeit dieser Lösung liegt darin, dass wir den Verlauf des nördlichen Randes der Mürtchendeckenstirn in diesem Gebiet nur vermuten, nicht aber genau festlegen können und somit auch nicht wissen, ob zwischen der Stirnumbiegung der Mürtchen-Decke und der hangenden Churfürsten-Decke wirklich genügend Raum für den abgebrochenen und zurückgebliebenen Schafberg zur Verfügung steht. Andererseits bestünde durchaus die Möglichkeit, dass ausgewalzte Teile auch noch unter der Wildhauser-Mulde verborgen liegen.

Nachdem wir die zwei grundsätzlich entgegengesetzten Theorien eingehend mit den für sie sprechenden Erscheinungen erläutert haben, scheint es uns doch wichtig zu sein, auch die nicht befriedigenden Punkte der beiden Hypothesen einander gegenüberzustellen:

Sprechen die allgemeinen tektonischen Gegebenheiten im Gebiet des Wildhuser-Schafberges (Herauspressung, zunehmende Überschiebung der Altmann-Schafberg-Zone auf die Säntis-Zone gegen W, Unterfahung des Schafberges durch die Mutschen-Synklinale und Ansteigen der Faltenachsen gegen W) eindeutig für die «Kirschstein»-Theorie, so sind es andererseits vor allem die Aufschlüsse von Horen, die Amdenerschichten am Weg Alpli-Gamplüt und der überschobene Seewerkalk von Dreihütten, welche für die Überfahungstheorie und damit gegen die «Kirschstein»-Theorie ins Feld geführt werden können. Es bleibt auch noch festzuhalten, dass die Überfahungstheorie im Gegensatz zur «Kirschstein»-Theorie die heikle Frage der selektiven Abtragung in keiner Weise berührt.

Die Hauptschwierigkeiten für die Anwendung der Überfahungstheorie stellen sich eigentlich erst mit der Rekonstruktion der tektonischen Vorgänge: wie und zu welchem Zeitpunkt der «mise en place» konnte sich ein Deckenstück mitten aus dem Verband der Säntis-Decke herauslösen und nachfolgend «unter die Räder geraten»? Ungelöst muss bei dieser Theorie auch die Frage nach dem Verbleib dieser postulierten Teildecke bleiben, deren Stellung etwa den höheren Zweigdecken in der Glärnischgruppe entsprechen könnte. Es lässt sich der Nachweis nicht erbringen, dass solche Überreste tatsächlich unter den Churfürsten oder unter der Wildhauser-Mulde zurückgeblieben sind. Jedenfalls ist im Walenseetal nichts von einer solchen Schuppe aufgeschlossen.

So zeigen sich auch hier nach dieser kurzen Gegenüberstellung die mannigfaltigen ungelösten Probleme, denen wir nach wie vor hilflos gegenüberstehen; der prachtvolle Berg will uns seine grossen Geheimnisse auch weiterhin nicht preisgeben.

C. Die Faltung im Säntisgebirge

1. Einleitende Bemerkungen zum Faltungsstil des Säntisgebirges

Die grossartige Faltenbildung des Säntisgebirges wäre undenkbar, hätten wir nicht eine Schichtabfolge in der Form der zyklisch gegliederten helvetischen Kreide, welche mit ihrer ausgeprägten Kalk/Mergel-Wechselagerung für eine plastische Verfaltung geradezu prädestiniert wäre. Die mehrfach wiederkehrenden, z.T. ziemlich mächtigen Mergellagen (Öhrlimergel, Valanginianmergel, Drusbergsschichten) bilden das ideale Medium, um die während einer Faltung entstehenden Spannungen zu absorbieren und auszugleichen. Im weiteren eignen sie sich natürlich als vorzügliche Abscherungshorizonte, denken wir dabei nur an die Öhrlimergel, welche über den mächtigen Malmkalken liegend als basales Abscherungsniveau für die Säntis-Decke gedient haben. Auch die Valanginianmergel und sogar die Drusbergsschichten können lokal die Funktion eines Gleithorizontes übernehmen. So wurde beispielsweise der Normalschenkel der Säntis-Antiklinale im Niveau der Drusbergsschichten auf den Seewerkalk der Girensnitz-Antiklinale aufgeschoben (siehe Fig. 23).

An dieser Stelle soll auch die Faltungsnatur unter Berücksichtigung der bestehenden Theorien über Faltenbildungen diskutiert werden. Detaillierte Studien über die Faltenbildung wurden u.a. von L. U. DE SITTER (1939 und 1959) angestellt. Eine Anwendung seiner weitgehend schematischen Theorien auf die Faltung des Alpsteins ist in beschränktem Masse möglich.

Wenn wir annehmen, dass im Alpstein nur konzentrische Faltung existiert, so müssen wir uns vorgängig die Frage stellen, ob die definierten Voraussetzungen für eine echte konzentrische Faltung erfüllt sind, die in ihren wesentlichsten Punkten besagt, dass

1. Volumen und Dicke des verfalteten Sedimentstosses immer gleich gross bleiben;
2. die Bildung von Bewegungsflächen parallel zur Schichtung erfolgt;
3. der Faltenradius proportional zur Dicke der gefalteten Serie ist;
4. der «Tiefgang» einer Falte begrenzt und vom Faltenradius abhängig ist.

Das Säntisgebirge ist ein glänzendes Studienobjekt für ein konzentrisch gefaltetes Gebirge. Es liefert uns die mannigfaltigsten Beispiele für die verschiedenen Stadien, welche eine konzentrische Falte durchlaufen kann. In diesem Zusammenhang sei auf die ausführlichen Darlegungen von L. U. DE SITTER (1956) verwiesen, welcher uns in Fig. 135, S. 197 schematisch die Entwicklung einer einfachen konzentrischen Falte darlegt.

Die Ebenalp, der Roslenfirst und der Gulmen (vgl. Taf. II) werden aus einfachen, aufrechten Antiklinalen aufgebaut, welche der theoretisch definierten konzentrischen Falte durchaus entsprechen. Nimmt die Auffaltung in diesem Stadium ihren Fortgang, so vergrössert sich die Amplitude der Antiklinale (Beispiel: Ebenalp-, Roslenfirst-, Schafberg-, Gulmen-Antiklinale); der Faltenradius verkürzt sich stetig und die Achse des Faltenzylinders wandert nach oben, und zwar schneller als die Schichtpunkte gemäss der Darstellung Fig. 135 von DE SITTER.

Hält nun der tangentielle Druck weiter an, so entwickeln sich an den Falten des Säntisgebirges Veränderungen, auf welche die theoretisch ermittelten Erkenntnisse nicht mehr scharf angewendet werden können. So zeigt sich im Alpstein bekanntlich die allgemeine Tendenz der Überkipfung aller Faltenelemente gegen NW. Gleichzeitig stellen wir eine rasche Ausdünnung des Verkehrtsschenkels fest, welche bis zur Ausbildung einer scharfen Überschiebungsfläche führen kann. Diesbezüglich existieren auch grundsätzliche Unterschiede zur Faltung im Juragebirge, wo es in vielen Fällen schon in einer frühen Phase der Faltung zur Ausbildung von Schubflächen gekommen ist (z.B. Lägern, Reculet), längs welchen die Südschenkel der Antiklinalen ihren Verkehrtsschenkel überschoben haben. Die Falten des Juragebirges unterscheiden sich im allgemeinen auch durch ihren wesentlich grösseren Faltenradius und das kleinere Verhältnis von Amplitude zur Basislänge der Antiklinale.

Scherfaltung konnte im Alpstein nirgends nachgewiesen werden. Die Faltung ist rein plastisch; Längsbrüche im Sinne von Dehnungsbrüchen, welche in unmittelbarem Zusammenhang mit der Faltenbildung stehen, sind uns keine bekannt.

Wie zu erwarten ist, zeigen sich in den reduzierten Verkehrtsschenkeln recht starke Gesteinsdeformationen. Während die Seewerkalke eine richtiggehende Fluidalstruktur mit Calcitschnüren und Verfaltungserscheinungen zeigen und auch gestreckte Foraminiferen enthalten, zeichnen sich die massigeren Kalke durch ihre durchgreifende Calcitisierung und Marmorisierung aus. Eine grundlegende Differenz zeigt sich auch noch darin, dass z. B. der Schrattenkalk – im Gegensatz zum Seewerkalk – in Verkehrtsschenkeln sprunghaft seine Mächtigkeit ändern kann, indem er oft längs Scherflächen auseinandergerissen ist. Gesteinsdeformationen in Verkehrtsschenkeln werden von ARN. HEIM (1905, S. 466 ff.) sehr ausführlich behandelt.

Als Beispiel eines reduzierten Verkehrtsschenkels gilt der Gamschopf (G II b), wo sich eine Reduktion des normalerweise 120 m mächtigen Schrattenkalkes auf ein Band von nurmehr ca. 3 m Dicke feststellen lässt. Von dieser Reduktion werden im allgemeinen sämtliche Schichtglieder in gleichem Masse erfasst. Diese Mächtigkeitsreduktion ist einer kombinierten Dehnung und Pressung während der Faltung zuzuschreiben. Bei noch stärkerem Zusammenschub konnte es zur völligen Auswalzung des Verkehrtsschenkels und damit zur Bildung von Schuppen kommen. Zwischen einer normalen Antiklinale und einer solchen mit ausgewalzttem Verkehrtsschenkel existieren im Alpstein alle Übergänge. Ein Beispiel dafür liefert die Ebenalp-Antiklinale (G Ia) wie auch die Säntis-Antiklinale (G II a), dargestellt auf Fig. 52, welche sich auf kurze Distanz aus ungestörten Antiklinalen zu Schuppen umbilden. Die weitausladende Antiklinale der Ebenalp wird gegen SW am Schäfli vorerst enggepresst, in die Höhe getrieben (ansteigende Faltenachse gegen W) und von Verwerfungen durchsetzt. Der Schuppencharakter von G Ia mit seinem ausgewalzten Verkehrtsschenkel entwickelt sich im Fall der Girenschopf-Schuppe etwas sprunghaft und fällt mit dem Leiterfeld-Bruch am E-Ende der Hängeten (Fig. 52, zwischen Nr. 3 und 4) zusammen. Langsamer hingegen vollzieht sich der tektonische Wandel der gegen SW aufsteigenden und am Säntisgipfel kulminierenden Säntis-Antiklinale.

Clivage ist im Säntisgebirge eher selten anzutreffen. Am leichtesten neigen noch die obersten Seewerkalke bis Seewerschiefer (Spitzbergli, Chalbärsäntis) zur Clivagebildung.

Hin und wieder zeigen auch dünne Mergellagen zwischen Kalkbänken eine ausgeprägte Druckschieferung, entstanden durch Differentialbewegungen. Ein solches Beispiel zeigt sich in den Übergangsschichten vom Spitzernkalk zu den Valanginianmergeln im Normalschenkel von G II b an der E-Flanke des Schwarzschof (beim Lütispitz). Im übrigen tritt in den grösseren Mergelkomplexen nur selten ein geringfügiges Clivage auf.

2. Die Faltenentwicklung in den drei Zonen

Im Säntisgebirge lässt sich quer zur Streichrichtung von NW nach SE eine namhafte Veränderung des Faltenbaus feststellen:

In der Säntis-Zone treffen wir, wie bereits an früherer Stelle erwähnt, eine Kombination von Falten- und starrem Schuppenbau. Die Altmann-Schafberg-Zone, der südlichste Abschnitt des Alpsteins, zeigt einfache, klare Antiklinalen und Synklinalen, welche ohne jede Längsstörung aneinandergereiht sind. Demgegenüber weist die dazwischenliegende Rotsteinpass-Zone eine kompliziert verschuppte Antiklinalstruktur auf, womit sie ganz wesentlich vom allgemeinen Faltungscharakter des Alpsteins abweicht.

Diese auffallenden tektonischen Änderungen von NW nach SE erlauben uns, interessante Rückschlüsse auf den Ablauf der Faltung im Säntisgebirge zu ziehen. Darnach müssen wir annehmen, dass der Faltenwurf am Nordrand der Säntis-Decke mit dem Auffahren auf die widerstandsfähigen Nagelfluhmassen der subalpinen Molasse begonnen hat und dass anschliessend in südlicher Richtung fortlaufend neue Gewölbelemente angegliedert wurden. Während dieses Geschehens wurden die nördlichsten, die zuerst entstandenen Antiklinalen und Synklinalen nach NW überkippt, gleichzeitig enger gepresst und in die Höhe getrieben; die Schichtmächtigkeit der Verkehrtsschenkel wurde nach und nach reduziert und stellenweise kam es zur völligen Auswalzung derselben und damit zur Bildung von eigentlichen Schuppen. An die Stelle des Verkehrtsschenkels trat nun meistens eine scharfe Schubfläche.

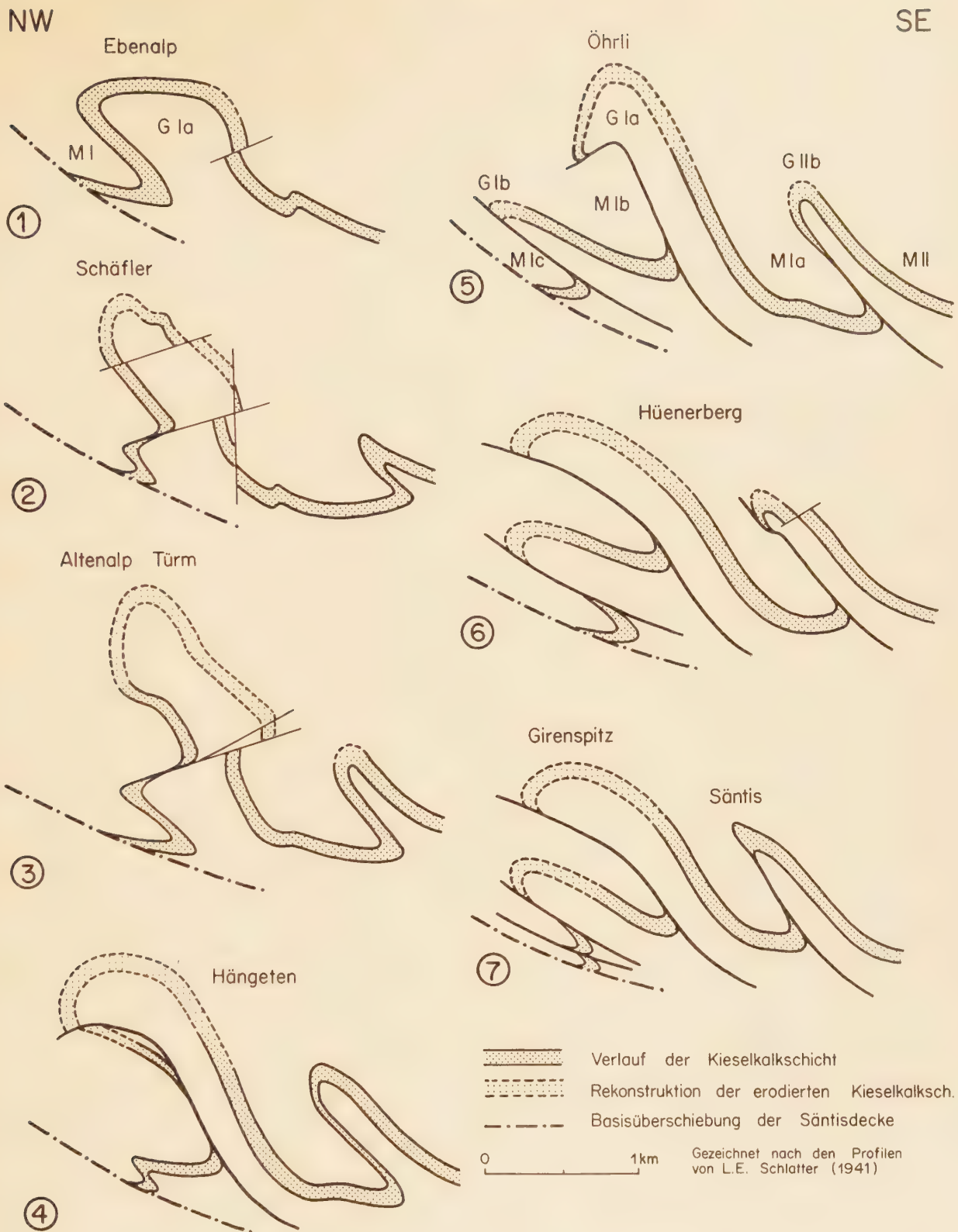


Fig.52: Beispiel einer Falten-Schuppenentwicklung in der Säntis-Zone.

Damit ist es auch leicht verständlich, dass die Basiselemente der Säntis-Decke in der nördlichen Randmulde M Ib (besonders an der Chammhalde) einer grossen tektonischen Beanspruchung ausgesetzt waren, was zu komplizierten Verschuppungen geführt hat.

Sobald in der nördlichen Säntis-Zone ein Maximum der Zusammenpressung erreicht war, mussten sich die noch herrschenden Schubkräfte einen neuen Ausweg suchen, eine bestehende Schwächezone, welche sie in einem schmalen Gebietsstreifen zwischen der Widderalp–Rotsteinpass–Thurwis–Gräppelental vorgefunden haben. Längs dieser Linie ist der gesamte Block der Altmann–Schafberg-Zone der bereits gefalteten Säntis-Zone aufgefahren. Auf diese Weise konnte es am Südrand der Säntis-Zone zur Entstehung der heutigen Rotsteinpass-Zone mit ihren komplizierten tektonischen Erscheinungen kommen.

In ihrer ersten Anlage dürfte die Rotsteinpass-Zone aus einer einfachen Antiklinale bestanden und ein völlig normales Bauelement im frühen Faltenwurf des Säntisgebirges dargestellt haben. Diese primäre Struktur lässt sich heute noch ohne Schwierigkeiten nachweisen und zwar in Form des durchziehenden Antiklinalkernes von G IIIa. An dieser Stelle sei nochmals auf die Bedeutung von G IIIa aufmerksam gemacht. Die Rotstein-Antiklinale stellt zweifellos eine der wichtigsten und nach ihrer Anlage ehemals auch am grössten entwickelten Antiklinale des gesamten Säntisgebirges dar, welche heute einzig deshalb unterschätzt wird, weil die Aufschiebung der Altmann–Schafberg-Zone eine verstärkte Erosion in der Rotsteinpass-Zone ermöglichte und G IIIa bereits bis auf den Öhrlikalk-Kern abgetragen hat.

Die Aufschiebung der Altmann–Schafberg-Zone und damit die Herausbildung der jetzigen Rotsteinpass-Zone fällt in die zweite Phase der tektonischen Entwicklung des Alpsteins. In dieser zweiten Faltungsphase wurden bereits bestehende Faltelemente der ersten Phase sekundär verschert, so in erster Linie das Kerngewölbe G IIIa der Rotsteinpass-Zone, ferner die verschuppten Basiselemente am Nordrand der Säntis-Decke (Chammhalde, Hoffert–Risipass). Am stärksten in Mitleidenschaft gezogen wurde der Verkehrtchenkel von G IIIa, indem dieser mehrfach verschert und zugleich an der Südabdachung der Säntis-Zone aufgeschoben worden ist. Dies bedeutet, dass in diesen Zeitabschnitt die Entstehung der zwischen Thurwis und Rotsteinpass feststellbaren, wurzelwärts steilgestellten Schubflächen fällt, an welchen sich verschiedene Faltenversicherungen und Abschiebungen abgespielt haben. Ebenfalls in dieser Phase entstand die heutige Schoss-Falte, welche längs der Chalbersäntis-Schubbahn an ihren jetzigen Standort verfrachtet wurde.

Welches mögen die Gründe sein, die zur Ausbildung solch ausgeprägter Aufschiebungslinien in der Rotsteinpass-Zone geführt haben? Da muss vor allem auf die rasche Vermergelung der untersten Kreideschichten von NW gegen SE hingewiesen werden. Wir haben bereits im stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, dass die Mächtigkeit der am Rotsteinpass aufgeschlossenen Öhrlikalke nurmehr ca. 20 m beträgt und dass die Valanginianmergel auf ca. 70 m angeschwollen sind. S des Rotsteinpasses muss sogar mit einer völligen Vermergelung der Öhrlikalke und mit einem Übergang in die Palfriesschiefer-Fazies gerechnet werden (R. HANTKE, 1962, S. 165). Diese rasche Vermergelung der Unterkreideschichten fällt in ganz auffallender Weise mit dem Verlauf der Aufschiebungslinien zusammen. Sie hatte ohne Zweifel eine Reduktion der Scherfestigkeit der Sedimenthaut zur Folge und muss somit als eigentliche Ursache für die Anlage der Schubflächen angesprochen werden. Den genauen Aufschiebungsbetrag der Altmann–Schafberg-Zone auf die Rotsteinpass-Zone kennen wir nicht; er dürfte jedoch nicht sehr gross sein.

Die kalkige Ausbildung der untersten Kreide in der Nordfazies ist der Grund für den eher starren Falten-Schuppenbau der Säntis-Zone, wie dies bereits R. HANTKE (1962, S. 162) erwähnt hat. Ihre Bedeutung darf allerdings nicht überschätzt werden, zeigt doch auch der gutgebankte obere Öhrlikalk allgemein eine erstaunlich gute Faltbarkeit, wie sie z. B. im Kern der Chammhalde-Antiklinale am Weg von der Chammhalde zum Girens spitz beobachtet werden kann.

Andererseits ist kaum anzunehmen, dass der ausgeprägte, einphasige Faltenbau der Altmann–Schafberg-Zone allein auf die Vermergelung der Unterkreideschichten zurückzuführen ist. Es liegen ja gerade am Westende des Wildhuser-Schafberges Anzeichen dafür vor (reduzierte Verkehrtchenkel), dass sich die Falten dieses Abschnittes bei noch stärkerem Zusammenschub ganz ähnlich verhalten hätten wie diejenigen am Nordsäntis und dass es ebenfalls zur Bildung von Schuppen hätte kommen können.

Die Aufschiebung auf die Rotsteinpass-Zone hatte weiter noch zur Folge, dass die Faltenstrukturen der Altmann–Schafberg-Zone im Vergleich zu den stark überkippten Elementen der Säntis-Zone aufgerichtet

und steilgestellt wurden, wie dies vor allem auf Fig. 12 zu erkennen ist. Die Unterfahrung des Wildhuser-Schafberges durch die Wildhauser-Mulde hat dieses Aufrichten der Faltenstrukturen zweifellos noch gefördert.

3. Tektonische Änderungen innerhalb des gesamten Säntisgebirges

Nicht nur in N–S-Richtung, sondern auch in der Streichrichtung lassen sich innerhalb des Säntisgebirges namhafte tektonische Änderungen feststellen. Im östlichen Alpstein sind es in erster Linie die Verwerfungen (ihre Anzahl nimmt von SW nach NE stetig zu), welche grosse tektonische Bedeutung erlangen. Die Anhäufung von Brüchen im östlichen Alpstein muss zu einem guten Teil dem Einfluss des Rheintalbruchgrabens nach vollendeter Faltung zugeschrieben werden. Es treten jedoch auch Querbrüche auf, deren primäre Anlage noch in den Zeitpunkt der Faltung des Säntisgebirges fällt.

Als wichtigste Querstörung dieser Art ist der Sax–Schwendi-Bruch (M. JEROSCH, 1905) zu nennen, ein Bruch von ca. 8 km Länge, mit einer Vertikalverstellung bis zu 300 m und einer Versetzung des östlichen Flügels um ca. 600 m nach N. An diesem Bruch lässt sich eine Zunahme der Sprunghöhe und des Betrages der Transversalverschiebung von S nach N erkennen. Für unsere Betrachtungen ist diese einzigartige Störung vor allem deshalb von Bedeutung, weil an ihr grundlegende Änderungen im Faltenbau des Alpsteins stattfinden (vgl. Taf. I). W der markanten Verwerfungslinie findet sich der enggescharte Faltenwurf des mittleren Säntisgebirges mit den drei deutlich voneinander abgegrenzten Längszonen, E davon existiert eine einzige Einheit von weiten Antiklinalen und Synklinalen, welche allmählich gegen NE zum Rheintal abtauchen und gleichzeitig verflachen.

Abrupt ist der Abbruch der nördlichen Kreideketten (Säntis-Zone) zum Sax–Schwendi-Bruch. Diese werden an der Ebenalp vorerst durch den Bommen-Bruch um ca. 200 m herunterversetzt und anschliessend durch den Sax–Schwendi-Bruch noch vollends gegen die Fäneren-Mulde abgeschnitten.

Interessante Deutungen zum problematischen Sax–Schwendi-Bruch werden von R. HANTKE (1962, S. 163/164) gegeben. Darin stellt er fest, dass man auf Grund der zunehmenden Sprunghöhe und Transversalverschiebung von S nach N nicht mehr mit einer einzigen, einheitlichen Säntis-Überschiebungsmasse operieren sollte. Er kommt zum Schluss, dass es richtiger wäre, wenn man zwei bereits während der «mise en place» weitgehend voneinander getrennte Schichtserien annehmen und im Sax–Schwendi-Bruch einen bereits früh angelegten Querbruch sehen würde.

Man muss sich nun fragen, wie die Bewegung der beiden getrennten Deckenpakete vor sich gegangen ist und ob sich die heute vorhandenen Faltelemente beidseits der Querstörung irgendwie miteinander vergleichen oder parallelisieren lassen. Für die endgültige Abklärung dieser Frage wären allerdings genaue Faziesvergleiche notwendig. Rein strukturell lässt sich eine Parallelisierung befürworten, denn G VI, die südlichste Antiklinale, zeigt auf beiden Seiten des Bruches denselben Bauplan. Das Stiefelgewölbe (G V), die Fortsetzung der Roslenfirst-Antiklinale, weist ebenfalls keine strukturellen Veränderungen auf und – was in diesem Fall von besonderer Wichtigkeit ist – das Achsengefälle der Antiklinale erfährt durch die Querstörung keine Änderung. Etwas schwieriger hingegen wird eine Parallelisierung des Alpsigel-Gewölbes (G III), welches kein direktes Äquivalent W des Bruches besitzt. Um den Raumverhältnissen beidseits der Störung gerecht zu werden, operiert HANTKE am Alpsigel mit einer «Grenchenberg-Überschiebung», indem er annimmt, dass die östliche Fortsetzung der Marwees abgesenkt und nachfolgend von der Alpsigel-Kreide überfahren wurde (vgl. R. HANTKE, 1962, Profil 37). Diese Patentlösung hat nur den einen Schönheitsfehler, dass sie nicht bewiesen werden kann, weil keine entsprechenden Aufschlüsse vorliegen. Immerhin macht die ausserordentlich grosse und weitausladende Gewölbeform des Alpsigels eine solche Lösung doch nicht unwahrscheinlich.

Ferner konstatieren wir, dass mit dem Sax–Schwendi-Bruch eine einschneidende Wandlung im Sinne einer Vereinfachung im geologischen Bauplan des Säntisgebirges von SW nach NE eintritt.

Eine weitere wichtige Querstörung stellt der Leiterfeld–Hängeten-Bruch dar, welcher von L. E. SCHLATTER (1941, S. 58 ff.) eingehend beschrieben wird. Im Gegensatz zum Sax–Schwendi-Bruch wurde hier nicht der Ost-, sondern der Westflügel um ca. 250 m nach N vorgeschoben.

Für das mittlere Säntisgebirge W des Sax-Schwendi-Bruches können die folgenden tektonischen Entwicklungen kurz zusammengestellt werden:

1. Allmählich zunehmender Zusammenschub der Antiklinalen und Synklinalen innerhalb der Altmann-Schafberg-Zone von NE nach SW (vgl. Fig. 44). Eng damit verknüpft ist das Ansteigen der Faltenachsen, eine allgemeine Emporhebung und die Herauspressung des Wildhuser-Schafberges.
2. Verstärkte Aufschiebung der Altmann-Schafberg-Zone auf die vorgelagerte Rotsteinpass-Zone von NE nach SW. In gleichem Masse lässt sich auch eine stärkere Verscherung und eine kräftigere Aufschiebung der Rotstein-Antiklinale auf den Seewerkalk der Meglisalp-Mulde (Säntis-Zone), namentlich im Gebiet zwischen Schafboden und Rotsteinpass, feststellen.
3. Der Kulminationspunkt der Rotstein-Antiklinale liegt am Rotsteinpass.
4. Innerhalb der Rotsteinpass-Zone lässt sich ein Maximum der Verschuppung zwischen Bötzel und Thurwis ermitteln.
5. Die Säntis-Zone zeigt einen von NE nach SW stetig komplizierter werdenden Falten/Schuppen-Bau. Die grösste Schuppenbildung liegt im Querschnitt des Säntisgipfels.
6. Die Faltenachsen der Säntis-Zone kulminieren ebenfalls im Querschnitt des Säntisgipfels (vgl. ALB. HEIM, 1905, Taf. XIII).

Bereits aus diesen Tatsachen ergibt sich, dass ein Maximum des tektonischen Zusammenschubes der Säntis-Decke ungefähr im Querschnitt zwischen Säntisgipfel-Altmann und Wildhuser-Schafberg liegt. Zu demselben Resultat kam auch ARN. HEIM 1906 (in: «Beziehungen zwischen Faltung und Denudation im Säntisgebirge»), wo der Autor auf Seite 154 folgendes schreibt:

«Auch der absolute Zusammenschub, d.h. die Differenz der ausgestreckten Faltenlinie im Gault und der geologischen Basis bei 1000 m, zeigt von Westen wie von Osten her ein gleichmässiges Anwachsen, bis er wiederum im Profil 12 zwischen Altmann und Säntis mit 15 ½ km das Maximum erreicht.»

Nennenswerte tektonische Änderungen innerhalb des Säntisgebirges treten gegen W erst wieder mit dem Abbruch des Wildhuser-Schafberges ein. Davon unberührt bleibt einzig die Säntis-Zone. Die Altmann-Schafberg-Zone wird durch den Abbruch in ihrer Breite wesentlich reduziert, weil W Gamplüt nur noch deren südlichste Teile (M VI, G VI) übrig bleiben. Somit ergibt sich, dass der Alpstein W der Linie Wildhuser-Schafberg-Silberplatte plötzlich sehr schmal wird. Diese Verschmälerung wird am Nordrand der Säntis-Zone dadurch noch verstärkt, dass zwischen der Potersalp und der Säntisalp fortlaufend Faltelemente abbröckeln (vgl. Taf. I), was wahrscheinlich damit zusammenhängt, dass hier wesentliche Teile der Säntis-Decke wegerodiert worden sind. Auch O. LIENERT (mündl. Mitteilung) kommt auf Grund der Schrattenkalkfazies zum Schluss, dass zwischen der Mürtchen-Decke bei Gänsestad und dem nördlichsten Rand der Säntis-Decke ein beträchtlicher Faziesstreifen fehlen muss.

Westlich der Silberplatte nimmt dann der frontale Rand der Säntis-Decke wieder einen konformen Verlauf zu den Strukturen des Alpsteins an.

Zu einer wichtigen tektonischen Linie im westlichen Alpstein entwickelt sich am Wildhuser-Schafberg die Schubfläche im Verkehrtchenkel der Zehenspitz-Antiklinale (G V). Ihr Äquivalent im Gräppelental muss als Aufschiebungsfläche einer Teildecke (Churfirsten-Decke) der grossen Säntis-Decke angesprochen werden.

4. Die Nachbargebiete des Säntisgebirges

Über das Gebiet des östlichsten Alpsteins und seiner Fortsetzung über das Rheintal hinweg nach Vorarlberg orientieren die Aufnahmen von E. BLUMER (1905) sowie diejenigen von P. MEESMANN (1926).

Gegen W, in das Kartierungsgebiet von R. HERB (1962), lassen sich unsere drei unterschiedenen Zonen des Säntisgebirges ohne Schwierigkeiten weiterverfolgen. Während die Säntis-Zone in den nördlichen Häderenberg streicht, wo sie bald ihr westliches Ende findet, begegnen wir der reduzierten Altmann-Schaf-

berg-Zone am südlichen Häderenberg wieder, repräsentiert durch die Alvier-Churfirsten-Decke. Die Gräp-pelen-Zone verengt sich bereits im westlichen Gräppelental sehr stark und bildet sich zu einer ausgeprägten Überschiebungsfläche um, welche im Häderenberg Säntis-Zone und Altmann-Schafberg-Zone (bzw. Alvier-Churfirsten-Decke) voneinander trennt und damit die Front der Churfirsten-Decke bildet.

D. Die Stellung des Säntisgebirges im Bau der helvetischen Kalkalpen

Das Säntisgebirge stellt eine geradezu einzigartige geologische Einheit dar, wie dies bereits von A. ESCHER VON DER LINTH (1878) und ALB. HEIM (1905) immer betont wurde. An dieser Tatsache ändert auch die von uns vorgeschlagene Unterteilung des Alpsteins in die drei Längszonen, welche nur als eine Feingliederung innerhalb des Säntisgebirges aufzufassen ist, nicht das Geringste.

Von ALB. und ARN. HEIM wurde der Alpstein stets als einheitliche, in sich verfaltete Decke, als Säntis-Decke betrachtet. Neuerdings hat nun R. HANTKE (1961) auf Grund von ausgedehnten Studien der helvetischen Kalkalpen in der Zentralschweiz den Versuch unternommen, Teilelemente des Säntisgebirges mit einzelnen helvetischen Decken W der Linth zu vergleichen. Darnach möchte HANTKE die Bezeichnung Säntis-Decke für die Kreide des Säntisgebirges eliminieren, diese hingegen in der Ostschweiz der Gesamtheit der helvetischen Decken über der Hauptüberschiebung zuordnen. Bereits R. HERB (1962, S. 4) wandte sich entschieden gegen diesen Vorschlag mit der Begründung, dass es sehr zweckmässig sei, den Begriff der Säntis-Decke zur Hand zu haben, mit welchem sich im Sinne von ARN. HEIM die Gesamtheit der im Walensee-Querschnitt über der Mürtschen-Decke liegenden südhelvetischen Elemente zusammenfassen lassen.

Im übrigen möchten wir uns ganz der Meinung von R. HERB (1962, S. 4 ff.) anschliessen, welcher der von R. HANTKE praktizierten Verwendung des Deckenbegriffes nicht beipflichten kann.

Es ist gefährlich, wenn man versucht, den Alpstein aus Kreide-Äquivalenten der zentralschweizerischen Decken zusammenzusetzen, wie dies auf HANTKES Profilen 32 bis 37 unter Anwendung von verschiedenen Farbtönen geschehen ist. Da der Alpstein im grossen und ganzen gesehen eine einzige Deckeneinheit bildet, können die auf HANTKES Profilen durch verschiedene Farbgebung unterschiedenen Abschnitte des Säntisgebirges nicht als tektonisch eindeutig und scharf voneinander getrennte Teilglieder (Kreide-Äquivalente nach R. HANTKE) und noch weniger als Teildecken aufgefasst werden, welche direkt mit den Decken der Zentralschweiz verglichen werden dürfen. Hingegen könnte man in dieser Darstellungsweise einen Versuch sehen, die Abfolge verschiedener Faziesräume im Querschnitt des Säntisgebirges festzuhalten.

Anhand des folgenden Beispiels soll nur ein umstrittener Punkt aufgegriffen und näher diskutiert werden (R. HANTKE, 1961, S. 163):

«So erkennen wir selbst in der nördlichsten, beim Vormarsch der Kreide-Front am stärksten in Mitleidenschaft gezogenen Kette vom Schäfler an gegen E einen vollkommen geschlossenen, flach durchscherten Gewölbekern, während wir weiter W stets nur einen mehr oder weniger plastisch deformierten Schuppenbau antreffen. Zwischen dem Öhrli und den Altenalp-Türmen vollzieht sich zunächst der Zusammenschluss der beiden nördlichsten Elemente (M Ic mit G Ib/M Ib nach den Profilbeschreibungen SCHLATTERS), die faziell die Mürtschen-Kreide vertreten und, wie bereits dargelegt wurde, auch höchst wahrscheinlich von der Mürtschen-Decke abgesichert wurden.»

Dass die beiden nördlichsten Elemente, M Ic einerseits und G Ib/M Ib andererseits, faziell der Mürtschen-Kreide sehr nahe stehen, ist nach der übereinstimmenden Schichtreihe wahrscheinlich. Etwas unklar hingegen wirkt es, wenn R. HANTKE diese Elemente in seinen Profilen mit derselben Farbe wie die Mürtschen-Decke am Walensee belegt, womit der Eindruck erweckt wird, als läge an der Basis der Säntis-Decke ein Stück mitgeschleppter Mürtschen-Decke vor. Diese von R. HANTKE durch die unglückliche Farbgebung seiner Säntisprofile scheinbar der Mürtschen-Decke zugewiesenen Elemente sind jedoch am Nordsäntis untrennbar mit der grossen Einheit der Säntis-Decke verbunden. Jede Loslösung von ihr wäre ein künstliches Unterfangen, weil sich im östlichen Nordsäntis überhaupt keine tektonische Trennung innerhalb der Antiklinalen und Synklinalen feststellen lässt (vgl. Profile L. E. SCHLATTER und R. HANTKE). Die wahre tektonische Trennungslinie zwischen Mürtschen-Decke und Säntis-Decke läuft nicht im Dach von G Ib/

M Ib durch, sondern sie fällt mit dem Nordrand des Säntisgebirges, mit der Überschiebung auf die subalpine Randflysch-Zone, bzw. die subalpine Molasse am heutigen Alpenrand zusammen. Selbst aus den Profilen von R. HANTKE geht ja deutlich hervor, dass der Schuppencharakter der Säntis-Zone, auf Grund dessen er seine tektonischen Trennungen durchführt, nur in der Gegend zwischen den Hüenerbergen und der Silberplatte existiert, während sich E und W dieses Abschnittes ein völlig zusammenhängender Faltenbau findet.

Interpretiert man andererseits R. HANTKES tektonische Säntisprofile allein in bezug auf seine «Kreide-Raum-Äquivalente», so wird abermals die grosse Problematik seiner Darstellungsweise aufgedeckt, denn:

Was beweist uns beispielsweise, dass die südliche Begrenzung des von ihm der Axen-Kreide zugeordneten «tektonischen» Raumelementes im Querschnitt des Säntisgipfels mit dem reduzierten Verkehrtchenkel der Säntis-Antiklinale zusammenfällt (R. HANTKE, Profil 35), im Lütispitzquerschnitt (Profil 33) hingegen mitten in die Stoss-Antiklinale zu liegen kommt?

Weiter gibt R. HANTKE auf S. 178 folgende Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse im Alpstein:

«Die Gesamtheit dieser heute zum Säntisgebirge aufgestapelten Teilelemente wurden früher von ALB. und ARN. HEIM als einheitliche, in sich verfaltete Decke, als Säntis-Decke betrachtet. L. E. SCHLATTER (1941) konnte darin an grossen Scherflächen aufgeschobene Schuppen feststellen. Da die einzelnen Teilelemente dieser in sich sehr heterogenen Säntis-Decke heute, auf Grund fazieller Vergleiche und zufolge ihrer räumlichen Stellung, als von faziell und geometrisch bestimmten und daher bereits im ursprünglichen Ablagerungsraum vorgezeichneten Räumen abgesichert und zusammengestaucht wurden, erscheint es zweckmässig, die Bezeichnung Säntis-Decke für die Kreide des Säntisgebirges nicht mehr zu verwenden.»

Es trifft zumindest für den mittleren und östlichen Alpstein sicherlich nicht zu, dass einzelne Teilelemente des als Beispiel einer grossen Einheit geradezu prädestinierten Alpsteins bereits im ursprünglichen Ablagerungsraum vorgezeichnet gewesen wären. Dies mag hingegen für die basale Abscherungsfläche zwischen der Säntis-Decke und der nordhelvetischen Mürtchen-Decke zutreffen.

Andererseits gehen wir völlig einig in bezug auf die Feststellung, dass sich im westlichen Säntisgebirge und in seiner Fortsetzung in das Gebiet von Amden innerhalb der Säntis-Decke gewisse Teilglieder unterscheiden lassen. Hierzu ist vor allem das Gräppelental sowie der Abbruch des Wildhuser-Schafberges von Bedeutung. Während wir geneigt sind, die Aufschiebung der Altmann-Schafberg-Zone als ein lokales tektonisches Geschehnis innerhalb des Säntisgebirges zu interpretieren und gleichzeitig davon Abstand nehmen, diese Aufschiebungsfläche nach R. HANTKE als Trennungslinie von Bächistock-Kreide und Silbernen-Kreide aufzufassen, so ändert diese Situation im Gräppelental und seiner westlichen Fortsetzung in das Häderenberg- und Mattstockgebiet grundlegend, indem sich aus der Schubfläche im Verkehrtchenkel der Zehenspitzen-Antiklinale mit dem Abbruch des Wildhuser-Schafberges eine wichtige tektonische Linie entwickelt, längs welcher die Isoklinale des Schwendigrates – die direkte westliche Fortsetzung des Südschenkels der Zehenspitzen-Antiklinale – auf die Gräppelen-Zone aufgeschoben ist. R. HANTKE spricht hier von der Front der Churfürsten-Alvier-Decke, welche gegen SW in den südlichen Häderenberg verläuft. E von Gamplüt hingegen kann die Churfürsten-Alvier-Deckenfront keinesfalls mehr festgelegt werden, da diese Teildecke zu einer vollständigen Einheit mit der grossen Säntis-Decke verschmilzt.

Zusammenfassend hierzu kann somit gesagt werden, dass wir uns im westlichen Säntisgebirge in einem Übergangsbereich befinden, wo sich innerhalb der Säntis-Decke einzelne Teilelemente zu individualisieren beginnen und sich weiter W im Mattstockgebiet in die von R. HERB in seiner Arbeit (1962) unterschiedenen Abschnitte gliedern lassen. E des Wildhuser-Schafberges beruhigt sich die Grosstektonik zusehends und es stellt sich ein vollständiger Zusammenschluss der einzelnen Abschnitte zu dem grossartigen Faltenwurf der Säntis-Decke ein.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den geologischen Verhältnissen im westlichen Säntisgebirge und basiert auf einer neuen Kartierung im Masstab 1:10000. Das Hauptgewicht dieser Arbeit wurde auf die tektonischen Erscheinungen gelegt und dabei versucht, diese anhand einer grossen Anzahl von Ansichtsskizzen und Profilen möglichst anschaulich zur Darstellung zu bringen.

Stratigraphie

Stratigraphische Untersuchungen wurden nur so weit angestellt, als es für eine genaue Kartierung notwendig erschien. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei den untersten Kreideschichten geschenkt. In den Öhrschichten konnte eine allmähliche Vermergelung gegen S festgestellt werden. So muss S der Linie Rotsteinpass–Gräppelental–Starkenbach mit einer völligen Vermergelung der Öhrschichten und einem allmählichen Übergang in die Palfriesschiefer gerechnet werden.

Ganz ähnlich verhält es sich mit dem Valanginian. Im nördlichen Faziesgebiet transgredieren die Valanginiankalke direkt auf die Öhrlikalke. Gegen SE und in der Streichrichtung gegen SW schalten sich dann die Valanginianmergel dazwischen, welche in der Folge rasch an Mächtigkeit zunehmen und am Rotsteinpass wie auch in der Thurschlucht bereits ca. 70 m messen. Die Valanginiankalke hingegen zeigen innerhalb des Säntisgebirges eine sehr konstante Ausbildung.

Anhand der untersten Kreideschichten konnte weiter noch gezeigt werden, dass die Isopen schief zu den tektonischen Leitlinien des Alpsteins verlaufen.

Die Stratigraphie der Altmannschichten wurde mit Hilfe von verschiedenen Detailprofilen bereinigt. Dabei hat sich ergeben, dass ihre Mächtigkeit namentlich in der Nordfazies mit 25–30 m wesentlich grösser ist als dies bis anhin angenommen wurde. Im weiteren lässt sich innerhalb des Untersuchungsgebietes eine Tendenz zur Vermergelung in südlicher Richtung feststellen. Das Auftreten von Glaukonithorizonten hat sich als sehr unkonstant und nicht korrelierbar erwiesen. Während sich in der Nordfazies die glaukonitischen Horizonte fast ausschliesslich im unteren Teil der Altmannschichten finden, treten diese in den südlicheren Faziesbereichen mehrheitlich im mittleren und oberen Abschnitt auf.

Als relativ konstantes Schichtglied an der Grenze zu den hangenden Drusbergschichten hat sich im Gebiet des Alpsteins die sog. Altmannfossilschicht erwiesen, welche eine reiche Cephalopodenfauna des unteren Barremian führt.

Tektonik

Im Säntisgebirge konnten zwischen dem Sax–Schwendi-Bruch im E und der Thurschlucht im W drei verschiedene Längszonen unterschieden werden, nämlich von NW nach SE:

1. Säntis-Zone
2. Rotsteinpass–Gräppelen-Zone
3. Altmann–Schafberg-Zone

Säntis-Zone

Hier begegnen wir einem ausgeprägten Falten/Schuppen-Bau. Das Maximum der Schuppenbildung liegt im mittleren Alpstein, zwischen der Silberplatte und dem Öhrli. E und W davon beruhigt sich die Tek-

tonik, und zwar in dem Sinne, dass sich eine Vereinfachung im Faltenbau einstellt: Die Schuppen treten zurück und nach N überkippte Antiklinalen und Synklinalen treten an deren Stelle. Dabei lassen sich instruktive seitliche Übergänge von Schuppen zu Antiklinalen studieren (Beispiel: Girenschitz-Schuppe/Ebenalp-Antiklinale).

Der Nordrand der Säntis-Zone ist durch die Überschiebung der Säntis-Decke auf die subalpine Randfisch-Zone gegeben. Die basalen Elemente der Säntis-Zone, welche direkt im Hangenden der Überschiebungsfäche liegen, zeigen in den meisten Fällen eine komplizierte Tektonik mit Basisschuppen (z. B. an der Chamthalde), hervorgerufen durch ihre grosse Beanspruchung während der «mise en place».

Rotsteinpass-Gräppelen-Zone

Diese Zone fällt mit der morphologisch markanten Längsfurche zwischen Starkenbach-Gräppelental-Rotsteinpass-Bözel-Widderalp zusammen. Es ist notwendig, die Rotsteinpass-Zone von der Gräppelen-Zone zu unterscheiden, da ihr direkter Zusammenhang infolge der mangelhaften Aufschlussverhältnisse zwischen Thurwis und Oberlauri nicht bewiesen werden kann.

Die Rotsteinpass-Zone stellt in ihrer primären Anlage eine Antiklinalzone dar; ihr Antiklinalkern aus Öhrlikalk konnte vom Schafboden bis zur Widderalp nachgewiesen werden.

In einem späteren Zeitpunkt der Alpstefaltung wurde die Rotsteinpass-Zone durch das Auffahren der Altmann-Schafberg-Zone verschuppt und gleichzeitig noch auf die Säntis-Zone hinaufgepresst. Dies erklärt auch die komplizierte Tektonik dieses Abschnittes.

Die Gräppelen-Zone, welche den Abschnitt zwischen Alpli und Starkenbach umfasst, stellt auch weiterhin ungelöste Probleme, da uns die nötigen Aufschlüsse fehlen. Im Chlusbobel oberhalb Starkenbach konnte eine pseudoantiklinale Verbindung zwischen der Säntis-Zone und den südlichsten Elementen der Altmann-Schafberg-Zone beobachtet werden.

Altmann-Schafberg-Zone

In dieser südlichsten Zone des Alpsteins findet sich ein ausserordentlich klarer Faltenbau, wie man sich ihn vollkommener kaum vorstellen kann. Einfache, z. T. juraähnliche Antiklinalen und Synklinalen reihen sich hintereinander. Gekrönt wird diese Zone durch den Wildhuser-Schafberg mit seinen prachtvollen Faltegirlanden. Durch den plötzlichen Abbruch des Wildhuser-Schafberges bei Gamplüt erfährt die Altmann-Schafberg-Zone in ihrem südwestlichen Abschnitt eine beträchtliche Verschmälerung und reduziert sich auf G VI und M V sowie die Isoklinale des Schwendigrates.

Wildhuser-Schafberg

Der ebenso plötzliche wie überraschende Abbruch des Wildhuser-Schafberges wurde neuerdings untersucht. Leider konnten keine neuen Tatsachen gefunden werden, welche zu einer eindeutigen Abklärung der Geschehnisse an diesem von Geheimnissen umwitterten Schafberg hätten führen können.

Der Abbruchrand an der Westflanke des Wildhuser-Schafberges wird durch tektonische Breccien markiert, welche erstmals von W. RUTISHAUSER (1920) beschrieben wurden.

Innerhalb der Altmann-Schafberg-Zone konnte anhand der Achsengefälle der Antiklinalen und Synklinalen eine Herauspressung des Wildhuser-Schafberges gezeigt werden, welche möglicherweise in einem ursächlichen Zusammenhang mit dem Abbruch steht.

Es wurden zwei neue Hypothesen diskutiert:

1. Herauspressung des westlichen Wildhuser-Schafberges aus dem Gräppelental mit nachfolgender Erosion.
2. Herauslösung der westlichen Fortsetzung des Wildhuser-Schafberges aus dem Verband der Säntis-Decke mit anschliessender Überfahrung durch die südlichsten Alpsteelemente.

Faltung

Die Faltung des Alpsteins ist sicherlich in verschiedenen Etappen vor sich gegangen. Es ist jedoch nicht möglich, zeitlich scharf begrenzte Phasen zu unterscheiden.

Zuerst erfolgte die Auffaltung der Säntis-Zone, indem von N nach S fortlaufend neue Faltenelemente angegliedert wurden.

In einer 2. Phase individualisierten sich die drei unterschiedenen Längszonen: Die Altmann-Schafberg-Zone fuhr der Säntis-Zone in den Rücken und als Pufferzone zwischen diesen beiden Hauptabschnitten des Alpsteins entstand die Rotsteinpass-Gräppelen-Zone, deren Kernelement, die primär angelegte Rotstein-Antiklinale (G IIIa), durch die Aufschiebung der Altmann-Schafberg-Zone sekundär mehrfach verschert wurde. Möglicherweise fällt das Abreißen des westlichen Wildhuser-Schafberges in diese Zeitspanne der Alpsteinfaltung.

Einer letzten Faltungsphase des Säntisgebirges dürfte die Herauspressung des Wildhuser-Schafberges zuzuordnen sein.

Zur Stellung des Säntisgebirges im Rahmen der gesamten helvetischen Kalkalpen E der Linth wurde gezeigt, dass der Alpstein als eine einzige Einheit zu betrachten ist, welche der mittel- bis südhelvetischen Säntis-Decke angehört. Nur im südwestlichen Alpstein, eigentlich mit dem Abbruch des Wildhuser-Schafberges, lässt sich eine Churfürsten-Teildecke im Sinne von R. HANTKE und R. HERB innerhalb der Säntis-Decke ausscheiden.

Lebenslauf

Am 18. September 1939 wurde ich, Theo Albert Kempf, Bürger von Herisau (AR), in Offenbach a. Main (Deutschland) geboren. Auf den Besuch der Primar- und Sekundarschule in Herisau folgte im Frühjahr 1954 der Eintritt in die Appenzellische Kantonsschule in Trogen, wo ich im Herbst 1958 mit der Maturitätsprüfung des Typus C abschloss. Anschliessend immatrikulierte ich mich an der Naturwissenschaftlichen Abteilung der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich. Zu Beginn des Sommersemesters 1959 wechselte ich an die Philosophische Fakultät II der Universität Zürich. Ab Frühjahr 1963 war ich während eines Jahres als Assistent bei Herrn Prof. Dr. R. Trümpy tätig. Seither arbeite ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter für ein Nationalfonds-Forschungsprojekt unter der Leitung von Herrn PD Dr. H. Jäckli.

Meine Dissertation «Geologie des westlichen Säntisgebirges» entstand unter der Leitung von Herrn Prof. R. Trümpy.

An den beiden Hochschulen besuchte ich Vorlesungen und Übungen der folgenden Herren Dozenten:

Prof. Dr. H. Boesch, Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. E. Dal Vesco, Prof. Dr. A. Frey-Wyssling, Prof. Dr. A. Gansser, Prof. Dr. F. Gassmann, Prof. Dr. E. Gäumann (†), Prof. Dr. M. Grünenfelder, Prof. Dr. E. Hadorn, PD Dr. R. Hantke, PD Dr. F. Hofmann, PD Dr. H. Jäckli, Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, Dr. E. Kündig, Prof. Dr. F. Laves, Prof. Dr. W. Leupold, Prof. Dr. R. L. Parker, Prof. Dr. F. de Quervain, Dr. M. Schüepp, Prof. Dr. G. Schwarzenbach, Prof. Dr. E. Specker, Prof. Dr. H. Suter, Prof. Dr. K. Suter, Prof. Dr. R. Trümpy, Prof. Dr. H. Ulrich, PD Dr. B. Ziegler.

FALTENACHSENKARTE DES SÄNTISGEBIRGES

SÄNTIS - ZONE

- M Ic NÖRDLICHE RANDMULDE
 G Ib CHAMMHALDEN - ANTIKLINALE
 M Ib OCHSENBETTER - SYNKLINALE
 G Ia GIRENSPITZ - ANTIKLINALE
 M Ia BLAUSCHNEE - SYNKLINALE
 G Ilc HÜTTENALP - ANTIKLINALE
 M Ia' NEBENSYNKLINALE SEEALPSEE
 G Ilb SÄNTIS - ANTIKLINALE
 M I GRUEBEN - SYNKLINALE
 G IIa STOSS - ANTIKLINALE
 M II MEGLISALP - SYNKLINALE
 M IIa MUTTELI - SYNKLINALE
 M Ilb TROSEN - SYNKLINALE

ROTSTEINPASS - ZONE

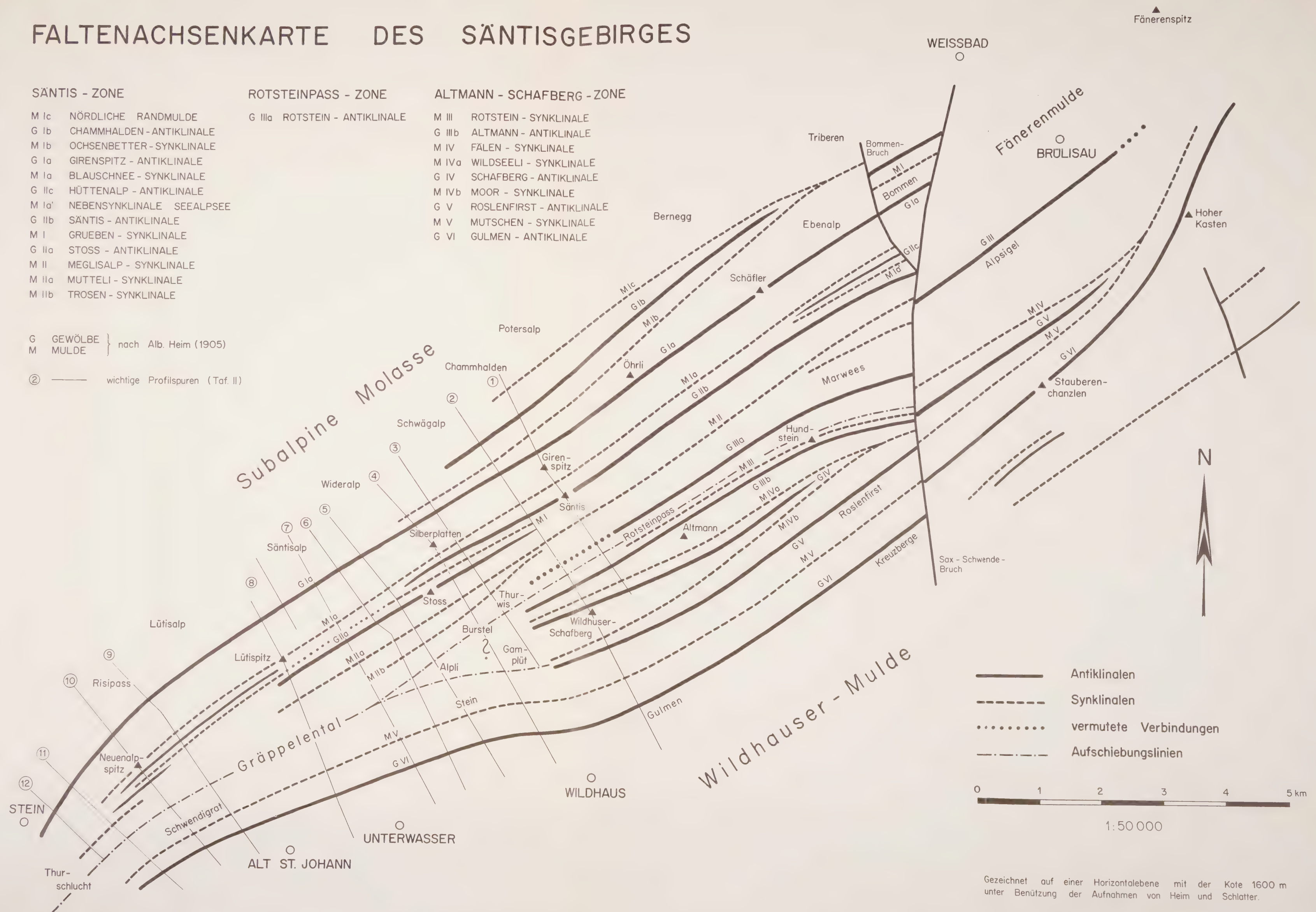
- G IIIa ROTSTEIN - ANTIKLINALE

ALTMANN - SCHAFBERG - ZONE

- M III ROTSTEIN - SYNKLINALE
 G IIIb ALTMANN - ANTIKLINALE
 M IV FALEN - SYNKLINALE
 M IVa WILDSEELI - SYNKLINALE
 G IV SCHAFBERG - ANTIKLINALE
 M IVb MOOR - SYNKLINALE
 G V ROSLENFIRST - ANTIKLINALE
 M V MUTSCHEN - SYNKLINALE
 G VI GULMEN - ANTIKLINALE

G GEWÖLBE } nach Alb. Heim (1905)
 M MULDE }

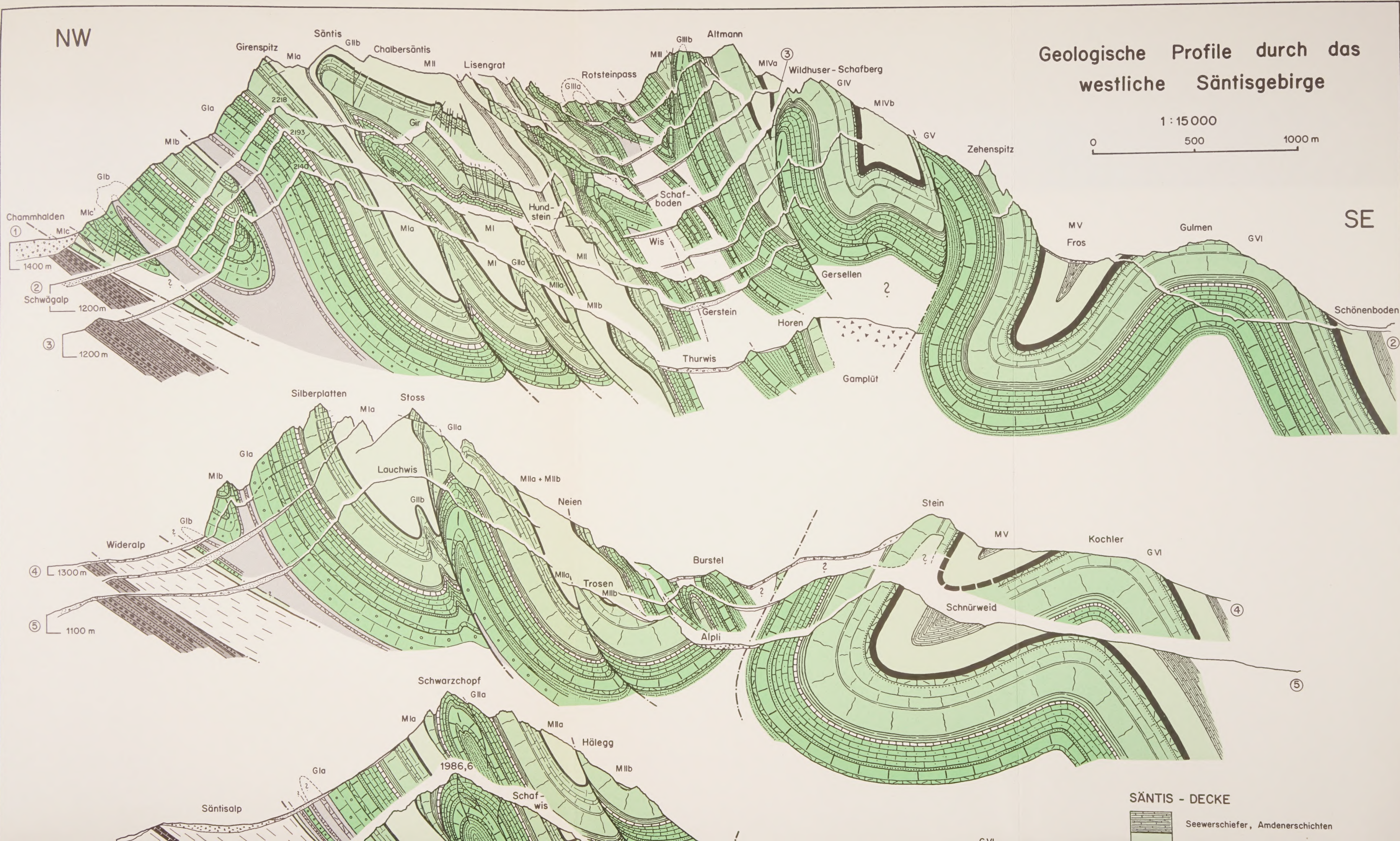
② ————— wichtige Profilsuren (Taf. II)



————— Antiklinalen
 - - - - - Synklinalen
 vermutete Verbindungen
 - . - . - Aufschiebungslinien

0 1 2 3 4 5 km
 1:50 000

Gezeichnet auf einer Horizontalebene mit der Kote 1600 m unter Benützung der Aufnahmen von Heim und Schlatter.





- Gault
- Brissibrecce
- Brissandstein
- Oberer Schräffenkalk
- Mittlerer Schräffenkalk
- Unterer Schräffenkalk
- Drusbergschichten
- Altmanschichten
- Kieselkalk
- Pygurusschichten
- Valanginankalk
- Valanginianmergel
- Oberer Öhrlikalk
- Oberer Öhrlimergel
- Unterer Öhrlikalk
- Unterer Öhrlimergel
- Schichten am Überschiebungskontakt
- SUBALPINE RANDFLYSCHZONE**
- Wildflysch
- Globigerinenmergel
- Nummulitenschichten
- MOLASSE**
- Mergel
- Sandstein
- Nagelfluh
- Tektonische Breccie (Gamplüt)
- Bergsturzmaterial
- Moränen

